

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOLOGIE ET DYNAMIQUE GLACIAIRE DE LA RÉGION DE KANGIRSUK,
PÉNINSULE D'UNGAVA ET L'APPORT DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE DE
HAUTE RÉOLUTION À LA CARTOGRAPHIE QUATERNAIRE

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
SIMON HÉBERT

JUILLET 2019

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

J'aimerais en premier lieu remercier les personnes et institutions qui furent impliquées dans ce projet de maîtrise et qui m'ont aidé à mener ce projet à terme. D'abord, merci au Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN) d'avoir initié et financé ce projet en collaboration avec l'UQAM. Merci à mon directeur de recherche Martin Roy de m'avoir fait découvrir une passion pour la géologie du Quaternaire lors de mon baccalauréat et de m'avoir ensuite soutenu et grandement aidé tout au long de ce projet. Un grand merci à Hugo Dubé-Loubert, collaborateur au sein du MERN où lors de notre premier été de terrain ensemble m'a offert sa collaboration et son appui dans le développement de ce projet. Hugo, avant d'être des collègues de travail formidables, Anne-Marie et toi êtes rapidement devenus des amis qui me sont très chers et j'en suis très reconnaissant. Merci également à Olivier Lamarche et Virginie Daubois pour m'avoir partagé leur savoir-faire lors de nos étés de terrain ainsi que pour leur aide judicieuse lors de mon apprentissage d'ArcGIS.

Je tiens aussi à remercier Michel Lamothe, professeur au Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère à l'UQAM, et Isabelle McMartin, chercheuse scientifique à la Commission Géologique du Canada, d'avoir accepté de relire ce mémoire à titre d'évaluateurs externes.

Merci également à mes parents Marie et Michel, ainsi qu'à mes précieux amis pour leur soutien inconditionnel lors de ce long parcours. Enfin, merci à toi Katherine d'avoir été à mes côtés depuis si longtemps et de m'avoir soutenu pendant ces nombreuses années d'études et de terrain dans le nord du Québec. Je t'en serai toujours très reconnaissant.

DÉDICACE

Je dédie ce mémoire à ma tante Johanne, qui
par sa grande détermination et son audace, me
fut d'une grande inspiration durant ma
jeunesse. Je t'aime et m'ennuie.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	XII
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	XIII
RÉSUMÉ	XV
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I PHYSIOGRAPHIE ET GÉOLOGIE.....	4
1.1 LOCALISATION.....	4
1.2 CADRE PHYSIOGRAPHIQUE	5
1.2.1 Réseau hydrographique, climat et végétation	6
1.3 GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM.....	7
1.3.1 Sous-province de Minto.....	7
1.3.2 Fosse du Labrador et Synclinal de Roberts	8
1.3.3 Géologie économique.....	10
1.4 GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE.....	10
1.4.1 Contexte général	10
1.4.2 Assemblages morphosédimentaires de la péninsule d'Ungava	14
1.4.3 Recontruction et dynamique de l'Inlandsis laurentidien	15
1.4.4 Déglaciation de la péninsule d'Ungava.....	19
1.5 AUTRES TRAVAUX CARTOGRAPHIQUES.....	19
CHAPITRE II MÉTHODOLOGIE.....	21
2.1 PRÉPARATION PRÉ-TERRAIN ET CARTOGRAPHIE QUATERNAIRE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES	21
2.2 INVENTAIRE DES MARQUES D'ÉROSION GLACIAIRE ET CARACTÉRISATION DE LA SÉQUENCE D'ÉCOULEMENTS.....	24
2.3 CARACTÉRISATION ET ANALYSE MORPHOMÉTRIQUE DU CGP.....	25
2.3.1 Cartographie et levé de terrain.....	25
2.3.2 Cartographie numérique.....	26

2.3.3	<i>Mesure des linéaments</i>	26
2.3.4	<i>Traçage de la limite marine</i>	27

**CHAPITRE III CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DU
SECTEUR DU LAC ROBERTS À PARTIR DE DIFFÉRENTS LEVÉS D’IMAGERIE
SATELLITAIRE DE HAUTE RÉOLUTION : IMPLICATIONS POUR LES
ÉTUDES EN GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE 29**

3.1	CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DU FEUILLET DU LAC ROBERTS (25D08).....	29
3.1.1	<i>Roc non différencié</i>	30
3.1.2	<i>Les sédiments glaciaires (Tm, Tc, Trm, Tr)</i>	30
3.1.3	<i>Les sédiments fluvioglaciaires (Gx, Gs, Go)</i>	32
3.1.4	<i>Les sédiments glaciomarins (MGb, MGd)</i>	33
3.1.5	<i>Les sédiments post-glaciaires (Ap, O)</i>	35
3.2	SÉQUENCE ET CHRONOLOGIE RELATIVE DES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES POUR LE SECTEUR DU LAC ROBERTS (25D08)	35
3.3	APPORTS DES IMAGES SATELLITAIRES <i>RAPIDÉYE</i> ET <i>PLÉIADES</i> À LA CARTOGRAPHIE DU QUATERNAIRE.....	38

**CHAPITRE IV CARACTÉRISATION DU PALÉO-COURANT DE GLACE DE
PAYNE..... 44**

4.1	MORPHOLOGIE DU CGP.....	44
4.2	UNITÉS MORPHOSÉDIMENTAIRES DU CGP	47
4.3	CARACTÉRISATION DES FORMES SOUS-GLACIAIRES ASSOCIÉES AU CGP	50
4.3.1	<i>Description des formes sous-glaciaires parallèles à l’écoulement glaciaire ...</i>	50
4.3.2	<i>Description des formes sous-glaciaires perpendiculaires à l’écoulement glaciaire</i>	53
4.3.3	<i>Formes et ensembles morphologiques associés à la déglaciation du secteur du CGP</i>	54
4.3.4	<i>Division de l’aire du CGP en différents secteurs</i>	58
4.4	MARQUES D’ÉROSION GLACIAIRE ET CHRONOLOGIE RELATIVE DÉTERMINÉE DANS L’AXE DU CGP	61

4.5	CADRE CHRONOLOGIQUE DE LA MISE EN PLACE DU CGP	64
4.6	PARAMÈTRES D'INITIATION DU CGP.....	71
4.6.1	<i>Contrôle topographique</i>	71
4.6.2	<i>Contrôle géologique</i>	72
4.6.3	<i>Contrôle hydrologique</i>	74
	CONCLUSION	75
	ANNEXE A.....	78
	ANNEXE B.....	79
	BIBLIOGRAPHIE.....	82

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation de la zone d'étude comprenant le levé de cartographie quaternaire du feuillet SNRC 25D08 situé au nord de la rivière Arnaud et celle au sud couvrant le secteur ayant fait l'objet d'une étude détaillée du courant de glace de Payne (CGP).	5
1.2 (A) Géologie du soubassement rocheux du secteur ouest de la baie d'Ungava comprenant le feuillet 25D08 et le secteur du CGP. Modifié de Bilodeau et Caron-Coté (2017). (B) Provinces géologiques comprises dans le Nord-du-Québec. La région à l'étude est représentée par l'encadré rouge. Modifié de Dubé-Loubert (2018).	9
1.3 (A) Principaux ensembles géomorphologiques du Nord-du-Québec : linéations glaciaires (drumlins, crag-and-tails) (lignes noires) et eskers (lignes rouges). Au cours du Wisconsinien, la région était située dans le secteur du Labrador-Québec de l'Inlandsis laurentidien qui comprenait entre autres la ligne de partage glaciaire de Payne située au centre de la péninsule d'Ungava. Globalement, le nord québécois est caractérisé par deux grands ensembles géomorphologiques dont la rencontre forme une zone arquée communément appelée <i>Horseshoe Unconformity</i> (Prest <i>et al.</i> , 1968; Clark <i>et al.</i> , 2000; voir texte pour détails). Figure modifiée de Dubé-Loubert et Roy (2017). (B) Principaux dômes de dispersion glaciaire mis en place sous l'Inlandsis laurentidien. Modifié de Dyke (2004).	10
1.4 Architecture des grands ensembles de terrains glaciaires, et de leurs morphologies associées dans la péninsule d'Ungava. La région du terrain à l'étude est représentée par l'encadrée rouge. Modifié de Dubé-Loubert (2018) et Gray et Lauriol (1985)	13
1.5 Principaux travaux effectués antérieurement à ce projet de recherche sur la côte ouest de la baie d'Ungava; A) Drinnan et Prior (1955) furent les	

premiers à cartographier des formes allongées dans le sens de l'écoulement glaciaire dans le secteur du CGP. Leurs travaux mettent aussi en évidence la discordance entre les formes fuselées d'origine glaciaire et les couloirs d'eskers d'origine fluvioglaciaire. B) Les travaux de Gangloff <i>et al.</i> , (1976) amènent de nouvelles informations sur l'écoulement glaciaire et sur les évidences de l'invasion de la Mer d'Iberville. C) Les nombreux travaux de James Gray et Bernard Lauriol (Gray <i>et al.</i> , 1980; 1993; Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1983; 198; 1997; Gray, 2001), tout comme les travaux de Bouchard et Marcotte (1986 : [D]), ont permis de renforcer l'état des connaissances tant sur la séquence d'écoulements glaciaires que sur la chronologie de la déglaciation dans le secteur d'étude. E) Margold <i>et al.</i> , (2015) furent les premiers à associer les formes fuselées au sud de la rivière Arnaud au courant de glace de Payne et à les inclure dans une carte positionnant 117 courants glaciaires ayant été autrefois actifs sous l'Inlandsis laurentidien.....	18
2.1 Délimitation du levé <i>RapidEye</i> (au nord) et <i>Pléiades</i> (au sud) sur le feuillet 25D08.	22
2.2 Mesures de l'axe longitudinal (A) et transversal (B) effectuées sur plus de 2000 formes fuselées (Drumlinoïdes et MSGL) comprises à l'intérieur des limites du CGP ainsi qu'en périphérie.....	26
2.3 Cartographie de la limite d'invasion marine dans le secteur du CGP avec l'aide d'images <i>RapidEye</i>	27
3.1 Exemple d'interprétation finale sur les images <i>RapidEye</i> de formations de till en couverture continue et discontinue et de leurs morphologies associées. Les photos prises sur le terrain aident à définir la couleur et le grain des ensembles morphosédimentaires sur les images satellites. Sur la photo de droite, il est possible de remarquer un crag-and-tail marquant la polarité et la direction de l'écoulement glaciaire du secteur.	29
3.2 Exemple d'interprétation finale de sédiments fluvioglaciaires sur les images <i>RapidEye</i> et vue d'un corridor fluvioglaciaire sur le terrain.	31
3.3 Exemple d'interprétation finale des formations glaciomarines (MGd et MGb) dans le feuillet 25D08 et de leur apparence sur le terrain.....	33

3.4	Chronologie relative des différents écoulements glaciaires dans le secteur du lac Roberts. Le mouvement le plus ancien est répertorié en jaune (30° N). Une deuxième famille de stries recoupe ce mouvement à certains endroits dans le secteur de la Fosse du Labrador et cette dernière est représentée en orange (40° N). Enfin, le mouvement le plus tardif dans le secteur est représenté en noir (50° à 70° N) et est synchrone avec les formes fuselées représentées en blanc.	37
3.5	Divers types d'images <i>RapidEye</i> à une échelle topographique de 1:30 000. (a) image non traitée; (b) image traitée pour un rehaussement de couleurs; (c) traitements permettant la création d'images anaglyphes en 3D.....	39
3.6	Comparaison de la résolution des images <i>Pléiades</i> (a) et <i>RapidEye</i> (b) à différentes échelles cartographiques; 1:40 000 (1), 1:30 000 (2), 1:10 000 (3) et 1:2 000 (4).	40
4.1	Localisation du courant de glace de Payne (CGP) et caractérisation de ses limites nord et sud avec l'appui d'images <i>RapidEye</i>	46
4.2	Cartographie des formations superficielles et de leur géomorphologie associées effectuée par Dubé-Loubert <i>et al.</i> , (2019) dans la région de Kangirsuk. La zone cartographiée englobe le secteur amont et central du CGP (feuillelet SNRC 24M).	49
4.3	(A) Champ de MSGL rectiligne témoignant de la vitesse accrue de la glace à l'intérieur des limites du CGP. Les formes ont un ratio d'élongation supérieur à 8 :1. (B) Photo prise à l'intérieur des limites du CGP distinguant les corridors de formes fuselées des corridors fluvioglaciaires et de moraines côtelées. Moraines côtelées superposées aux MSGL et drumlinoïdes. Représentation de ce phénomène sur les images <i>RapidEye</i> en (C) et sur le terrain en (D).	50
4.4	Relation entre la longueur (axe A) et le ratio d'élongation (axe A/axe B) des MSGL et drumlinoïdes.	52
4.5	Formes et mesures d'élévation associées à la déglaciation du secteur du CGP (superposées à un modèle d'élévation numérique). Les eskers orientés E-O, en discordance avec les formes fuselées, sont en association avec quelques deltas glaciomarins. Ces deltas marquent à plusieurs endroits l'élévation maximale de l'invasion de la Mer d'Iberville. Une	

dizaine de mesures d'élévation furent effectuées lors de travaux antérieurs (Gray <i>et al.</i> , 1993; Gangloff <i>et al.</i> , 1976) et lors des travaux de terrain du MERN (Marr-01 à 04).	55
4.6 Photographies éloignées (A) et rapprochées (B) de crêtes de plages glaciomarines (MAR-01-02) et de deltas glaciomarins (MAR-03-04) présents à l'intérieur des limites du CGP.	56
4.7 Les différentes formes géomorphologiques (drumlinoïdes, MSGSL et Rogen) témoignent des variations dans la dynamique sous-glaciaire du CGP. Leur cartographie a permis de subdiviser le CGP en différents secteurs variant selon la vitesse d'écoulement de la glace (haute vitesse à faible). Les formes fuselées cartographiées en périphérie du CGP ont été regroupées en champs (champs de drumlinoïdes A à D).	58
4.8 Chronologie relative des différents écoulements glaciaires dans le secteur ouest de la baie d'Ungava. Recensement des marques d'érosion glaciaire (stries, cannelures et broutures) superposées aux formes fuselées cartographiées.	62
4.9 Chronologie de la déglaciation de la côte ouest de la baie d'Ungava appuyée par la datation au radiocarbone de coquilles marines (Gray <i>et al.</i> , 1980; Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1983; Gray et Lauriol, 1985, Lauriol et Gray, 1987; Dyke, 2003). La compilation de ces données ponctuelles a permis d'établir des isochrones positionnant le recul de la marge glaciaire en fonction du temps.	64
4.10 Dernières avancées glaciaires dans la région du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava. L'interprétation de ces récurrences glaciaires est basée sur des mesures de marques d'érosion glaciaires, la datation au radiocarbone de coquilles marines et de la position de moraines de contact glaciaires. Modifié de Manley et Miller (2001).	67
4.11 Cadre chronologique des différents courants de glaces recensés par Margold <i>et al.</i> , (2018). Cette séquence permet de bien visualiser la ligne temporelle où les courants de glace furent actifs. Selon la chronologie établie par les auteurs, le CGP (Payne Bay, #188) se serait mis en place plus tardivement que les formes recensées dans le secteur sud de la baie d'Ungava et associées avec l'avancée glaciaire de <i>Gold Cove (Ungava Bay fan 1, #17)</i> et de <i>Noble Inlet (Ungava Bay fan 2, #16)</i>	68

- 4.12 Modèle d'élévation numérique présentant les variations topographiques à l'ouest de la baie d'Ungava. Le CGP se situe dans une cuvette bordée par le Synclinal de Roberts au nord et les quelques hauts reliefs des monts Qarqaaluit à l'ouest de la baie d'Aupaluk. L'élévation diminue graduellement d'environ 250 m entre les secteurs amont et aval du CGP. . 71

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
3.1 Comparaison des images <i>Pléiades</i> et <i>RapidEye</i> dans le contexte de la cartographie des sédiments quaternaires et des éléments géomorphologiques.....	42
4.1 Morphologie du CGP.....	45
4.2 Caractérisation des formes sous-glaciaires comprises à l'intérieur des limites du CGP.....	53
4.3 Caractérisation des formes sous-glaciaires comprises dans les champs de drumlinoïdes situés en périphérie au CGP.....	59

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

BCGQ	Bureau de la Connaissance Géoscientifique du Québec
BP	<i>Before Present</i>
CGC	Commission géologique du Canada
CGP	Courant de glace de Payne
DEM	<i>Digital elevation model</i>
E	Est
ESRI	<i>Environmental Systems Research Institute</i>
IL	Inlandsis laurentidien
LIS	<i>Laurentide ice sheet</i>
LQ	Labrador-Québec
MERN	Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec
MFFP	Ministère de la Forêt, de la Faune et des Parcs
MIS	<i>Marine isotope stage</i>
MNÉC	Modèle numérique d'élévation du Canada

MSGL	<i>Megascale glacial lineation</i>
N	Nord
NI-CU-ÉGP	Nickel, cuivre et éléments du groupe de platine
O	Ouest
PIEN	Programme d'inventaire écoforestier nordique
SIGEOM	Système d'information géominière du Québec
S	Sud
TTG	Suite tonalite–trondjemite–granodiorite
UQAM	Université du Québec à Montréal

RÉSUMÉ

Ce mémoire de maîtrise présente les résultats des travaux de cartographie de détail des sédiments glaciaires et des éléments géomorphologiques de la région du lac Roberts (feuillelet SNRC 25D08) dans le secteur est de la péninsule d'Ungava. Ces travaux ont été réalisés à partir de l'analyse d'images satellitaires de haute (*RapidEye*) et très haute résolution (*Pléiades*), combinée à des vérifications de terrain. La carte (1:50 000) produite montre que les principaux ensembles sédimentaires cartographiés sont composés de plaines de till en formation continue et discontinue, communément caractérisées par de nombreuses formes fuselées témoignant d'un écoulement glaciaire majeur orienté vers le nord-est. La carte comporte aussi d'importants corridors de dépôts fluvioglaciaires orientés dans un axe nord-est/sud-ouest mis en place durant la déglaciation. Des dépôts marins et formes littorales et deltaïques témoignent de l'incursion de la Mer d'Iberville dans l'est du secteur cartographié. Enfin, le roc de la Fosse du Labrador perce la couverture glaciaire par endroits, notamment dans le secteur centre-sud du feuillelet. L'approche d'étude préconisée permet également d'évaluer l'apport des différentes résolutions d'imagerie satellitaire utilisées pour la cartographie du Quaternaire et leur utilité dans les programmes de cartographie régionale des dépôts de surface et les études du Quaternaire comme ceux menés par le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec (MERN), qui a financé ce projet de maîtrise.

Un second volet de recherche portait sur l'étude d'un regroupement de formes fuselées plurikilométriques présentes au sud de la rivière Arnaud orientées vers le nord-est et indiquant un écoulement convergent de forte vitesse vers la baie d'Ungava. Cet ensemble morphosédimentaire distinct forme le Courant de glace de Payne (CGP) qui

couvre un territoire d'environ 80 km de longueur et ~35 km de largeur. La limite nord du CGP est franche et est facilement observable sur les images satellitaires due à une transition rapide entre des terrains de *felsenmeers* et les formes fortement allongées, tandis que la limite sud est plus diffuse. L'analyse morphométrique de ces formes de terrain indique que le CGP peut être divisé en trois secteurs, soit le secteur amont qui marque la limite de l'appel et du drainage de la glace, le secteur central plus étroit où l'on retrouve l'ensemble des *mega-scale glacial lineations* (MSGGL) et le secteur aval où la dimension des formes fuselées s'atténue avant d'être oblitérées par l'érosion littorale associée à l'invasion de la Mer d'Iberville au pourtour de la côte de la baie d'Ungava aux alentours de 7 ka BP. Des formes fuselées de grande envergure dans le secteur de l'île Atpatok suggèrent que le CGP a fort probablement formé un système qui s'étendait au moins jusqu'à l'embouchure de la baie d'Ungava. La cartographie de détail rapporte la présence de grands corridors fluvioglaciaires incluant des eskers qui sont superposés en angle avec les formes fuselées et qui témoignent d'un retrait de la marge glaciaire de l'est vers l'ouest. Des considérations sur l'histoire glaciaire régionale suggèrent que le CGP fut actif quelque part entre le tardi-glaciaire et le début de la déglaciation. Les paramètres de contrôle pouvant expliquer l'initiation et la position du CGP sont l'occurrence d'une dépression topographique à l'échelle régionale, la présence d'un substrat en amont glaciaire constitué de lithologies favorables à la production de sédiments déformables et un appel de glace provoqué par l'incursion des eaux marines lors de l'initiation de la déglaciation de la baie d'Ungava.

La cartographie régionale indique également des recoupements de marques d'érosion glaciaire dans le secteur d'étude qui indiquent l'occurrence d'une légère inflexion des mouvements glaciaires au cours de la déglaciation, vers l'est dans le secteur du lac Roberts et vers le nord, soit de l'est-nord-est vers le nord-est dans le secteur du CGP. Ces différences suggèrent que l'écoulement glaciaire fut affecté par les variations topographiques et notamment par la présence du Synclinal de Roberts au nord de la rivière Arnaud.

Mots clés : Inlandsis laurentidien, cartographie du Quaternaire, géomorphologie glaciaire, péninsule d'Ungava, images satellitaires *RapidEye* et *Pléiades*, Courant de glace de Payne, Mer d'Iberville.

INTRODUCTION

La majeure partie du territoire du Québec a été affectée par les grandes glaciations du Quaternaire, lesquelles ont laissé un héritage important de dépôts glaciaires et de formes de terrain variées (Prest *et al.*, 1968; Fulton, 1995). Le secteur Labrador de l'Inlandsis laurentidien, et plus particulièrement la partie ouest des basses terres de la baie d'Ungava, a connu un historique complexe d'événements au cours du dernier cycle glaciaire et de la déglaciation subséquente. En effet, la partie occidentale des basses terres s'est trouvée à proximité de la ligne de partage glaciaire de Payne, centrée dans l'axe de la péninsule d'Ungava, ce qui s'est traduit par une variabilité importante des types de dépôts quaternaires mis en place lors de différentes séquences d'écoulement glaciaire complexes et polyphasées (Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Gray *et al.*, 1993; Daigneault et Bouchard, 2004; Daigneault, 2008). Par ailleurs, ce même secteur a été en partie façonné par l'activité de courants de glace au cours du dernier cycle glaciaire, notamment par le Courant de glace de Payne (CGP), situé en bordure de la rivière Arnaud (Veillette *et al.*, 1999; Clark *et al.*, 2000; Jansson *et al.*, 2002; 2003; Margold *et al.*, 2015a; et b; 2018). L'évolution de ces corridors à forte vitesse d'écoulement à travers le temps a fortement marqué l'architecture des formations superficielles et influencé le bilan de masse du secteur Labrador de l'Inlandsis laurentidien (Margold *et al.*, 2015a et b, 2018). Malgré l'importance de ces enregistrements morphologiques et sédimentaires, de nombreuses incertitudes demeurent quant à la compréhension détaillée des événements ayant marqué le dernier cycle glaciaire de ce secteur, ce qui s'avère une limite pour les reconstructions paléogéographiques et un frein important pour l'exploration glacio-sédimentaire.

En effet, les zones à forte couverture quaternaire, qui recouvrent en bonne partie le soubassement rocheux, ont toujours été un obstacle pour l'évaluation du potentiel minéral. L'étude de cette couverture sédimentaire peut cependant venir en aide aux travaux de prospection minérale par la caractérisation des directions d'écoulement et distances de transport glaciaires (McMartin et McClenaghan, 2001; McClenaghan, 2011; McClenaghan et Paulen, 2018). Le succès dans cette approche passe par une cartographie des grands ensembles sédimentaires et géomorphologiques du territoire qui permet ainsi de détailler les principaux événements glaciaires s'étant déroulés dans une région. Le récent développement de l'imagerie satellitaire de haute résolution a grandement contribué aux projets de cartographie du Quaternaire et de prospection glaciocédimentaire. Combiné à l'utilisation de photographies aériennes et des contrôles de terrain, l'imagerie satellitaire permet de documenter en détail la nature des dépôts de surface, la géomorphologie des terrains englacés, ainsi que d'identifier les principales directions des grands mouvements glaciaires.

En 2010, le Bureau de la Connaissance Géoscientifique du Québec (BCGQ) a fait l'acquisition d'images satellitaires *RapidEye* couvrant le territoire québécois au nord du 53° parallèle. Ces images ont permis de créer une mosaïque de couleurs naturelles avec une résolution de 5 m au sol. Plus récemment, le BCGQ a également fait l'acquisition de levés satellitaires de type *Pléiades* ayant une très haute résolution, soit 50 cm au sol. Un de ces levés couvre un secteur d'une superficie de 920 km² au nord-ouest de la baie d'Ungava. Cette région de la Fosse du Labrador englobe notamment les roches du Synclinal de Roberts et la Formation d'Hellancourt qui présentent un fort potentiel métallogénique (Kottek *et al.*, 2006; Bilodeau et Caron-Côté, 2018). L'apport spécifique de ces différents types d'imageries satellitaires aux travaux cartographiques et à l'étude des événements quaternaires demeurent cependant à déterminer.

Conséquemment, un projet de maîtrise portant sur la cartographie des dépôts quaternaires à partir de l'analyse des levés *Pléiades* et *RapidEye* fut entrepris à l'été

2017 dans ce secteur de la péninsule d'Ungava, à proximité de la vallée de la rivière Arnaud (figure 1.1). Ce projet de recherche se déroule en partenariat avec le BCGQ et l'Université du Québec à Montréal (UQAM). Les travaux avaient pour principal but la cartographie de détail de l'architecture des principaux ensembles morphosédimentaires à l'intérieur des limites du feuillet du système national de référence cartographique (SNRC) 25D08 à l'échelle 1:50 000. Ce projet poursuivait également l'objectif d'établir une étude comparative de la contribution découlant de l'utilisation de l'imagerie satellitaire de haute résolution (*RapidEye*) et de très haute résolution (*Pléiades*) dans le cadre de projets de cartographie des formations superficielles, de la prospection glaciocédimentaire, mais également des objectifs attenants à la cartographie géologique du socle. Comme l'acquisition d'images *Pléiades* comporte des coûts élevés, ces travaux permettront d'évaluer les retombées de ce type d'imagerie à ces différents domaines d'études. Enfin, les données cartographiques et les levés de terrain ont également été utilisés afin de caractériser l'étendue et les caractéristiques morphométriques d'un important courant de glace localisé au sud de la rivière Arnaud, le CGP.

Ainsi, les principaux objectifs de ce projet de maîtrise se résument comme suit :

- 1) Effectuer la cartographie de détails des dépôts de surface du feuillet SNRC 25D08 (1:50 000) à l'aide d'imagerie satellitaire de type *RapidEye* et *Pléiades*;
- 2) Évaluer l'apport de l'imagerie satellitaire de haute résolution sur les travaux de cartographie géologique quaternaire;
- 3) Caractériser le contexte géomorphologique du CGP, établir une chronologie relative de sa période d'activité et définir les mécanismes potentiels de son initiation;
- 4) Définir les grands traits de l'histoire glaciaire et les séquences d'écoulements glaciaires polyphasés dans la zone d'étude.

CHAPITRE I

PHYSIOGRAPHIE ET GÉOLOGIE

Ce chapitre présente les principaux éléments physiographiques et le cadre géologique de la région d'étude. Les grands traits de la géologie du Quaternaire sont présentés de façon sommaire et seront détaillés subséquemment dans les chapitres qui traitent de la cartographie et de la dynamique glaciaire.

1.1 Localisation

Le territoire d'étude se situe à proximité du village de Kangirsuk (60° N, 70° O), à l'ouest de la péninsule d'Ungava. Le levé de cartographie s'est effectué dans la région du lac Roberts (feuillelet SNRC au 1:50 000 25D08), au nord de la rivière Arnaud. De plus, des travaux de cartographie ont été menés dans le secteur ayant enregistré l'activité du CGP, soit dans la région du lac Peters, au sud de la rivière Arnaud, tout juste à l'ouest de la baie d'Ungava (figure 1.1). Plus précisément, les limites du courant de glace couvrent les feuillelets SNRC 24M09, 24M10, 24M15, 24M16, 24N13 et 24N12.

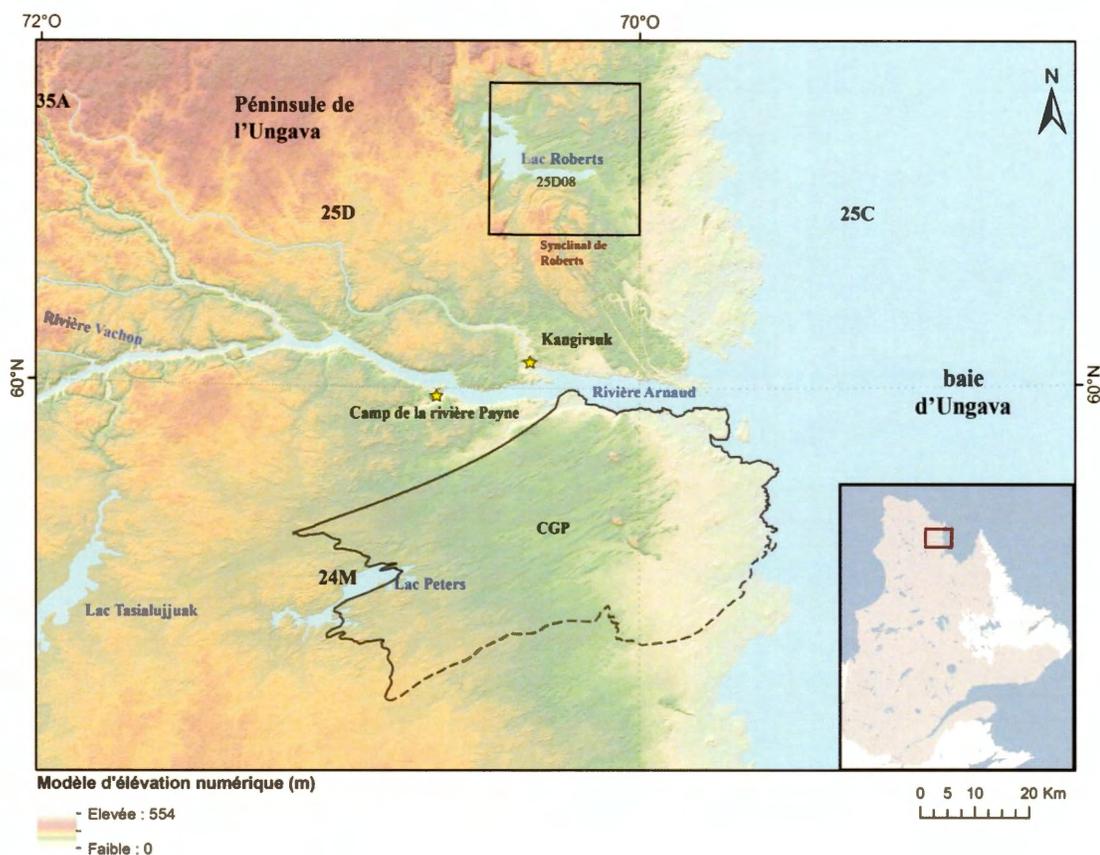


Figure 1.1 Localisation de la zone d'étude comprenant le levé de cartographie quaternaire du feuillet SNRC 25D08 situé au nord de la rivière Arnaud et celle au sud couvrant le secteur ayant fait l'objet d'une étude détaillée du courant de glace de Payne (CGP).

1.2 Cadre physiographique

Le secteur d'étude se situe dans la grande région physiographique du Bouclier canadien, plus précisément dans la sous-région du plateau de Larch, laquelle est comprise dans la Région de James (Prest *et al.*, 1968; Bostock, 2014). La topographie de la région du lac Roberts varie principalement en fonction de la lithologie du substratum rocheux. Dans les secteurs où le soubassement rocheux est constitué de lithologies archéennes de la Sous-province de Minto, le relief est formé de collines et vallons qui varient

généralement avec des élévations entre 100 à 180 m, mis à part quelques secteurs restreints où l'élévation peut atteindre 340 m. Dans le secteur sud du feuillet 25D08, les roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador percent le couvert sédimentaire quaternaire formant des collines avec des élévations variant en moyenne de 200 à 240 m. La morphologie de surface et les dépôts glaciaires associés au CGP reposent en partie sur les roches de la Sous-province de Minto, mais également, dans une moindre proportion, sur celles de la Fosse du Labrador (à l'extrême nord-est de la zone d'étude). L'élévation dans l'axe du CGP diminue de façon significative d'ouest en est, passant de 250 m dans la zone constituant la tête du courant de glace à 100 m en bordure de la rivière Arnaud et de la baie d'Ungava.

1.2.1 Réseau hydrographique, climat et végétation

Le territoire à l'étude se situe à l'intérieur du bassin versant de la baie d'Ungava. Les nombreux lacs de cette région (lacs Klotz et Payne) et leurs affluents (rivières Vachon, Lestage, Buet, Thury et Brochant) se drainent dans la baie d'Ungava par l'entremise de la rivière Arnaud. Le lac Roberts qui occupe le secteur ouest du feuillet cartographié représente le plus grand lac.

Le climat de la région à l'étude est caractérisé par un régime polaire de toundra (Kottek *et al.*, 2006; Rubel *et al.*, 2017). La température annuelle moyenne est de -6 °C et n'atteint pas plus de 12 °C durant la saison estivale (Sarrazin et Allard, 2018). Les hivers sont longs et rigoureux et les étés sont caractérisés par une très courte saison de dégel. La moyenne annuelle de précipitation est la plus faible au Québec, soit moins de 500 mm (gouvernement du Québec, 2010).

D'après la classification des forêts établie par le Ministère des Ressources naturelles du Canada, le territoire à l'étude s'inscrit dans l'écozone terrestre du Bas-Arctique. Cette zone de pergélisol continue est peuplée par un nombre limité d'arbustes nains,

ainsi que par du lichen dans les milieux secs et des mousses dans les milieux humides (Groupe de travail sur la stratification écologique, 1995).

1.3 Géologie du substratum

La zone d'étude se trouve à cheval entre la Sous-province archéenne de Minto (domaine Douglas Harbour) et la zone volcanosédimentaire paléoprotérozoïque de Payne qui fait partie de la Fosse du Labrador (figure 1.2a). La Sous-province de Minto est l'une des 19 sous-provinces appartenant à la Province du Supérieur (Card et Ciesielski, 1986). Elle est bordée par les roches volcanosédimentaires paléoprotérozoïques de la Fosse de l'Ungava (Province de Churchill) au nord et par les roches volcanoplutoniques de la Sous-province de la Grande au sud, lesquelles s'étendent de la baie d'Hudson jusqu'à la baie d'Ungava (Simard *et al.*, 2008).

1.3.1 Sous-province de Minto

La Sous-province de Minto est constituée en partie de roches archéennes plutoniques et gneissiques ayant une structure générale orientée dans un axe NNO-SSE (Madore *et al.*, 1999; Simard *et al.*, 2008). Elle se subdivise en 9 domaines différenciés selon des caractéristiques géologiques et géophysiques distinctes. La zone à l'étude s'inscrit à l'intérieur du domaine Douglas Harbour qui constitue la limite orientale du craton archéen (Percival *et al.*, 1992, 1997). Dans le secteur du lac Roberts, les roches volcanosédimentaires de la Fosse du Labrador sont superposées en grande partie sur les roches archéennes du Complexe Faribault Thury (2785-2775 Ma, Madore *et al.*, 1999; Simard *et al.*, 2008) (figure 1.2b). Ce complexe est principalement composé d'orthogneiss de la suite tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) métamorphisée au faciès amphibolite (Madore *et al.*, 1999). Le socle archéen dans la zone d'étude est également transpercé par de nombreux dykes gabbroïques d'âge paléoprotérozoïque (dykes de la rivière Payne).

1.3.2 Fosse du Labrador et Synclinal de Roberts

La Fosse du Labrador s'est formée lors de l'Orogène du Nouveau-Québec et elle forme aujourd'hui une ceinture orogénique paléoprotérozoïque (2,17 à 1,19 Ga) composée de roches volcaniques et métasédimentaires. Cette ceinture de chevauchement est plissée dans un axe NNO-SSE et s'étend sur plus de 850 km, à partir du Front de Grenville jusqu'à l'ouest de la baie d'Ungava (Hocq *et al.*, 1994; Clark et Wares, 2004). Dans le secteur du lac Roberts, les sédiments de plate-forme compris dans la Formation de Menihek chevauchent le socle archéen (Clark et Wares, 2004). Cette formation est elle-même chevauchée au sud du feuillet par les roches mafiques de la Formation d'Hellencourt (1874 Ma; Clark et Wares, 2004) qui forme une structure communément appelée le Synclinal de Roberts, laquelle transperce les dépôts quaternaires, contrairement à la Formation de Menihek. Des formations de fer associées à la Formation de Sokoman (1880 Ma; Clark et Wares, 2004) bordent ces deux formations (Bilodeau et Caron-Côté, 2018). Au sud de la rivière Arnaud, le secteur aval du CGP repose en partie sur la continuité australe des formations d'Hellencourt et de Menihek (figure 1.2b).

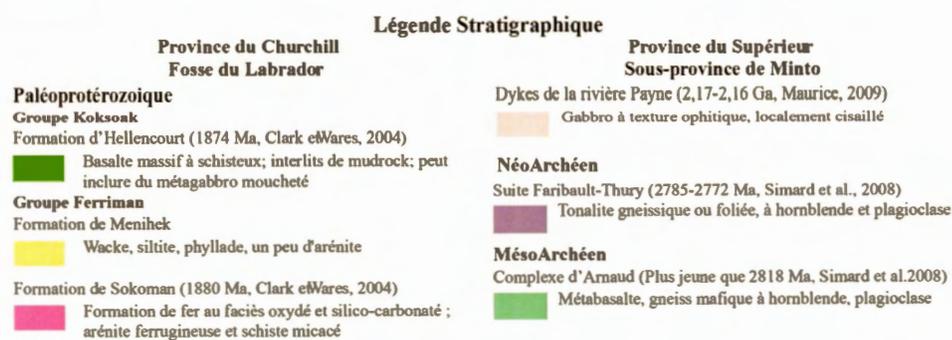
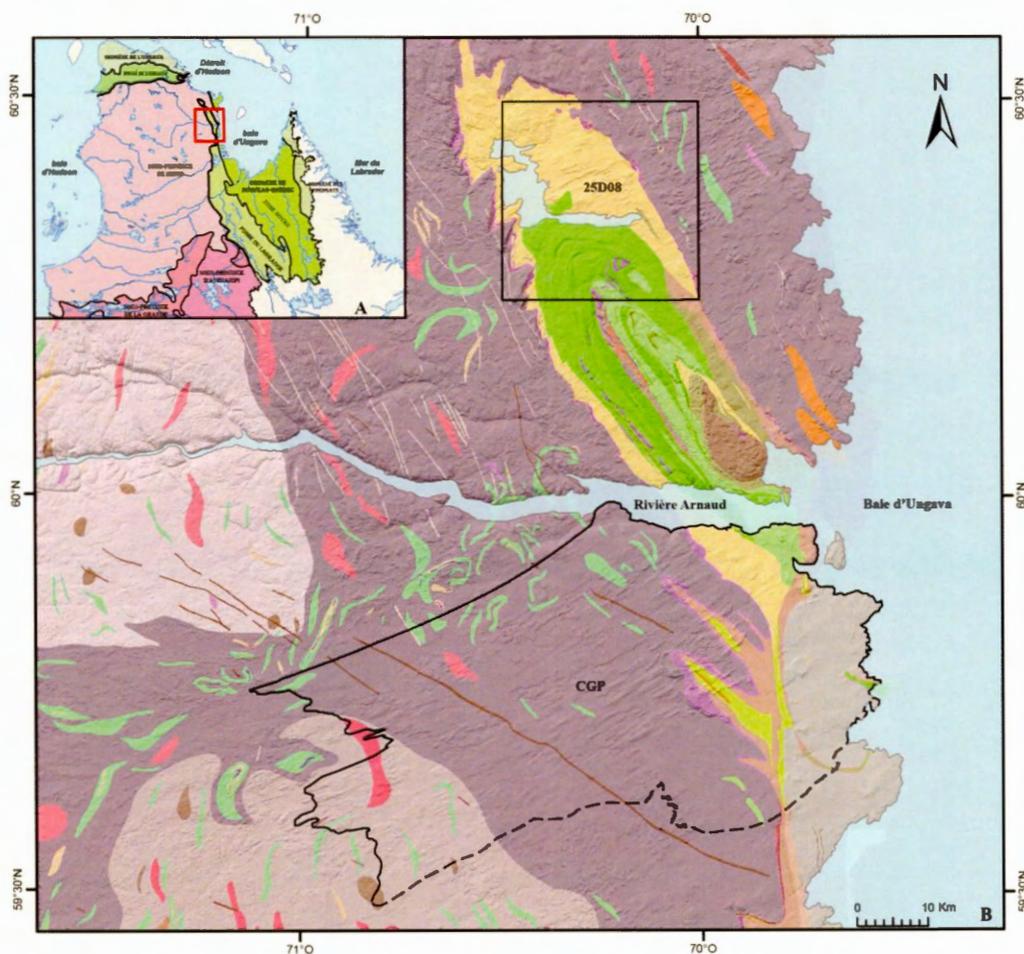


Figure 1.2 (A) Géologie du soubassement rocheux du secteur ouest de la baie d'Ungava comprenant le feuillet 25D08 et le secteur du CGP. Modifié de Bilodeau et Caron-Coté (2017). (B) Provinces géologiques comprises dans le Nord-du-Québec. La région à l'étude est représentée par l'encadré rouge. Modifié de Dubé-Loubert (2018).

1.3.3 Géologie économique

Les levés géologiques antérieurs dans le secteur d'étude ont permis d'identifier différents types de minéralisations associées aux roches de la Fosse du Labrador et de la Sous-province de Minto (Hardy, 1976; Madore *et al.*, 1999; Madore et Larbi, 2000; Clark et Wares, 2004; Bilodeau et Caron-Côté, 2018). Des minéralisations de types sulfures massifs sont retrouvées dans les roches volcaniques mafiques de la formation d'Hellencourt. Des minéralisations en Ni-Cu-ÉGP sont également associées aux filons-couches ultramafiques compris dans le Synclinal de Roberts (Bilodeau et Caron-Coté, 2018). Un potentiel en minéralisations métalliques tel que le Cu, Au, Ag, Zn et Pb a également été relevé à l'intérieur des ceintures de roches supracrustales archéennes du Domaine de Douglas Harbour (Madore *et al.*, 1999). Des formations de fer de type Lac Supérieur sont aussi retrouvées dans ces lambeaux de roches supracrustales (Complexe d'Arnaud) et dans les roches du Sokoman.

1.4 Géologie du Quaternaire

1.4.1 Contexte général

Au dernier maximum glaciaire, la configuration de l'Inlandsis laurentidien était, centrée autour de l'activité de trois grands centres de dispersion : le Fox-Baffin, le Keewatin et le Labrador-Québec (LQ) (figure 1.3a). La zone d'étude, et plus globalement la péninsule d'Ungava, se trouvait dans la zone d'influence du centre de dispersion du LQ, un secteur caractérisé par une organisation complexe de lignes de partage glaciaires (Dyke et Prest, 1987; Dyke, 2004) dont la ligne de Payne, de Caniapiscau et la ligne de partage du Labrador à l'est (figure 1.3b).

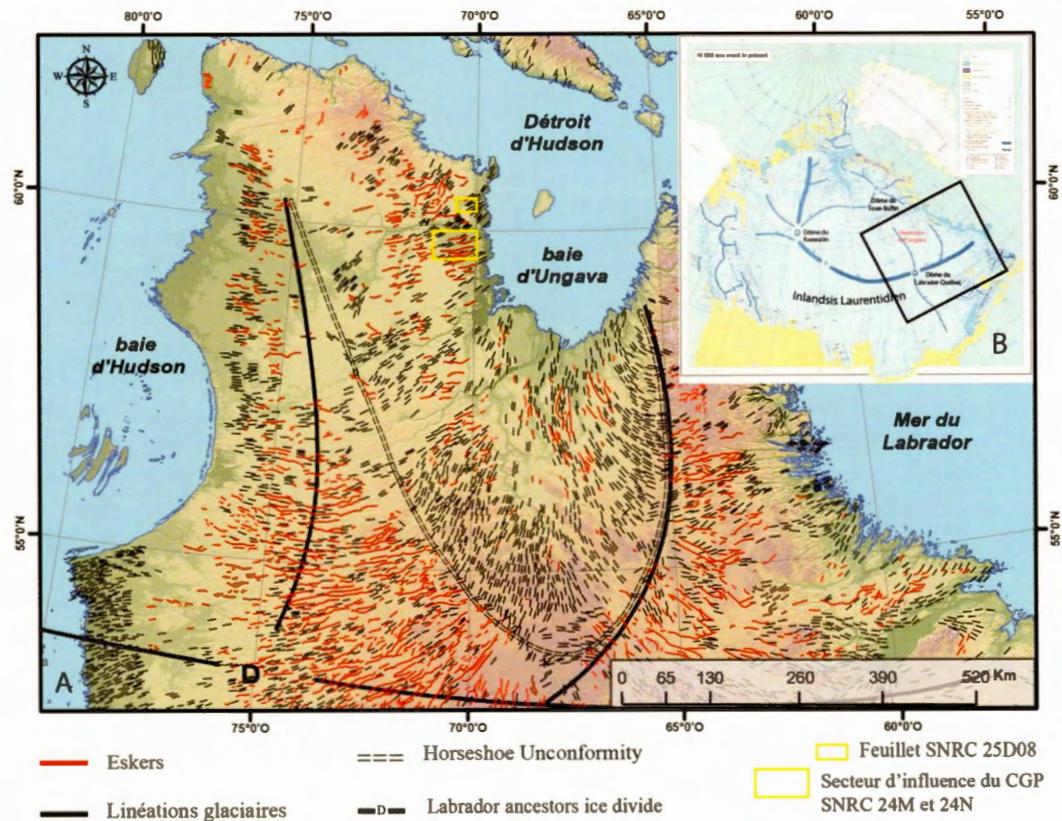


Figure 1.3 A) Principaux ensembles géomorphologiques du Nord-du-Québec : linéations glaciaires (drumlins, crag-and-tails) (lignes noires) et eskers (lignes rouges). Au cours du Wisconsinien, la région était située dans le secteur du Labrador-Québec de l'Inlandsis laurentidien qui comprenait entre autres la ligne de partage glaciaire de Payne située au centre de la péninsule d'Ungava. Globalement, le nord québécois est caractérisé par deux grands ensembles géomorphologiques dont la rencontre forme une zone arquée communément appelée *Horseshoe Unconformity* (Prest *et al.*, 1968; Clark *et al.*, 2000; voir texte pour détails). Figure modifiée de Dubé-Loubert et Roy (2017). B) Principaux dômes de dispersion glaciaire mis en place sous l'Inlandsis laurentidien. Modifié de Dyke (2004).

L'ensemble de ces lignes de partage et les formes associées délimitent une zone arquée, en forme de fer à cheval, communément appelé le *Horseshoe Unconformity* (figure 1.3b; Dyke et Prest, 1987; Veillette *et al.*, 1999; Clark *et al.*, 2000). Cette frontière courbée est souvent considérée comme une zone de discontinuité, car elle sépare de façon abrupte, et sur une zone étroite, deux ensembles morphologiques de directions

opposées. En effet, un premier ensemble de formes fuselées et d'eskers se situant au nord (à l'intérieur) du *Horseshoe Unconformity* montre un écoulement glaciaire convergent vers la baie d'Ungava et un retrait de la marge du nord vers le sud. Au sud de la limite du *Horseshoe*, les ensembles morphologiques sont dominés par des formes fuselées et eskers qui montrent un écoulement divergent (radial) globalement orienté vers le sud et une déglaciation grossièrement du sud vers le nord (figure 1.3b; Veillette *et al.*, 1999; Clark *et al.*, 2000).

L'origine de cette discontinuité et de ces deux systèmes morphologiques fait encore l'objet de débats. Un premier modèle propose que la limite du *Horseshoe* sépare des terrains d'âges différents (Kleman *et al.*, 1994). Les terrains retrouvés au nord de la limite du *Horseshoe* seraient des formes reliques préservées sous des conditions de glace à base froide au cours du Wisconsinien et dont l'origine serait associée à une glaciation antérieure (Illinoienne, MIS 6) (Kleman *et al.*, 1994; Clark *et al.*, 2000). D'autres modèles associent ce système et le développement/migration d'une ligne de partage glaciaire tardive à un appel de glace vers la baie d'Ungava au cours de la dernière déglaciation (Hugues, 1964; Klassen et Thompson, 1993; Veillette *et al.*, 1999), en lien avec l'avancée de *Gold Cove* aux alentours de 9900 BP (âge ^{14}C ; Miller et Kaufman, 1990; Stravers *et al.*, 1992). Les récentes reconstructions paléogéographiques basées sur les données de terrain semblent favoriser cette dernière interprétation (Dyke, 2004; Kleman *et al.*, 2010; Dubé-Loubert et Roy, 2017; Dubé-Loubert *et al.*, 2018).

Dans le secteur à l'étude, la proximité et l'évolution de la ligne de partage de Payne se reflètent par une mosaïque complexe de différents terrains localisés de part et d'autre de cette entité (figure 1.4).

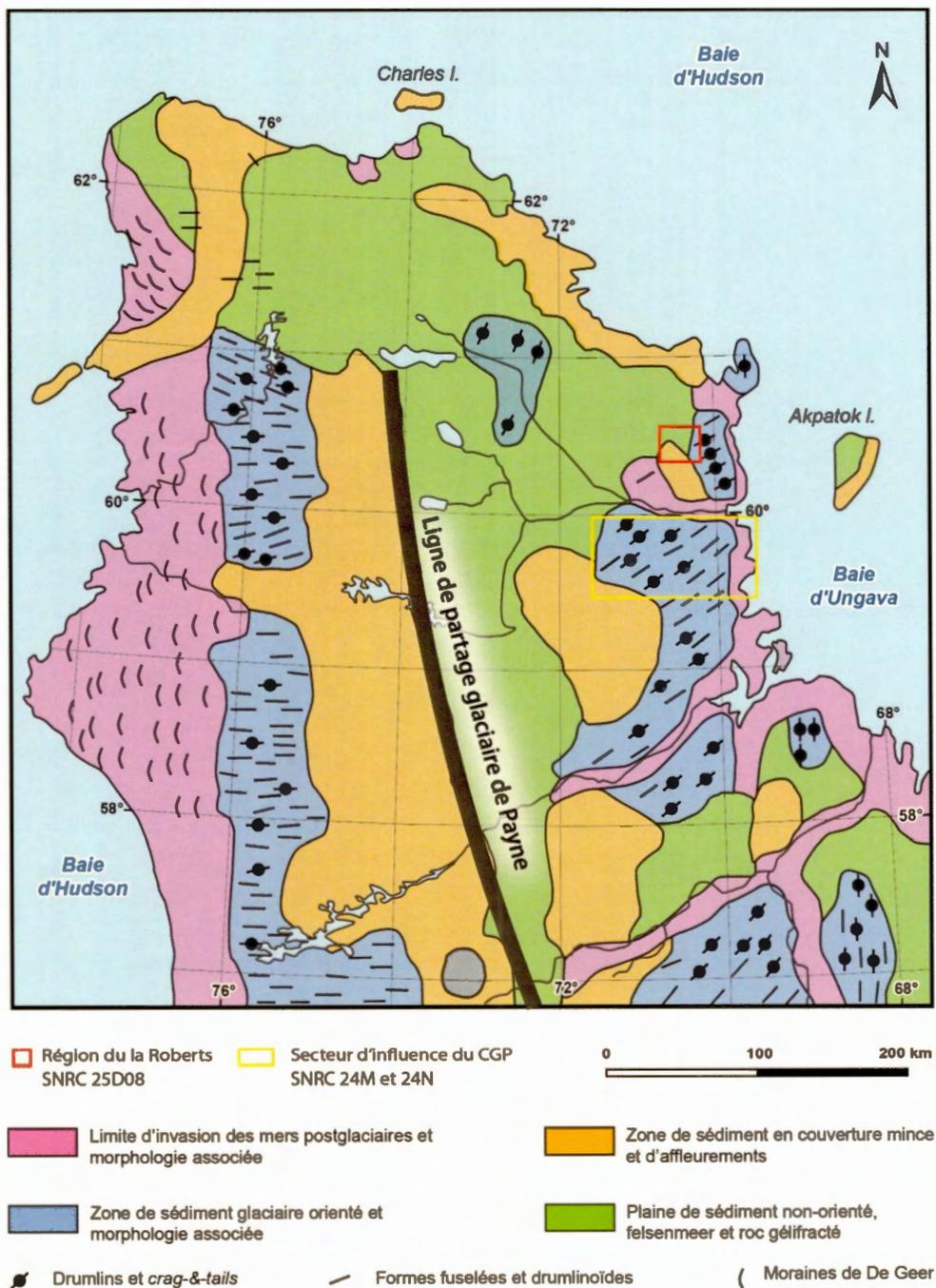


Figure 1.4 Architecture des grands ensembles de terrains glaciaires, et de leurs morphologies associées dans la péninsule de l'Ungava. La région du terrain à l'étude est représentée par l'encadré rouge. Modifié de Dubé-Loubert (2018) et Gray et Lauriol (1985).

1.4.2 Assemblages morphosédimentaires de la péninsule d'Ungava

La distribution spatiale des dépôts de surfaces sur la péninsule d'Ungava est caractérisée par une zonation des ensembles morphosédimentaires qui se retrouvent de façon symétrique de part et d'autre de l'ancienne position de la ligne de partage glaciaire de Payne, laquelle était alignée le long de l'axe nord-sud de la péninsule d'Ungava (Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Daigneault et Bouchard, 2004; Daigneault, 2008).

Le premier ensemble morphosédimentaire se situe sous ou à proximité de l'ancienne ligne de partage glaciaire. Ce secteur renferme des zones extensives de champs de blocs (felsenmeers), de roc gélifracté et est pratiquement dénudé de couvert de till (figure 1.4; Gray et Lauriol, 1985). Ces terrains sont ensuite flanqués à l'est comme à l'ouest par de grandes plaines de dépôts glaciaires non ou faiblement modelés. En s'éloignant de cette ligne de partage glaciaire, les plaines de tills deviennent plus abondantes et montrent une morphologie caractéristique d'une mise en place par une glace dynamique, avec de nombreux drumlinoïdes et crag-and-tails dont l'orientation indique une dispersion glaciaire radiale issue du centre de dispersion glaciaire (figure 1.4). Au sud de la zone d'étude, au sud-est de la ligne de partage glaciaire de Payne, on remarque un secteur caractérisé par la présence de drumlinoïdes plurikilométriques qui forment un corridor bien défini s'étendant sur près de 75 km de longueur et 40 km de largeur. Les différentes formes fuselées sont orientées vers le nord-est et témoignent de l'activité du Courant de glace de Payne (CGP) (Dubé-Loubert, 2019; Dubé-Loubert *et al.*, 2019).

Superposé sur ces ensembles morphosédimentaires, on retrouve un important système fluvioglaciaire où les eskers prennent naissance à l'est et à l'ouest d'une zone tampon associée aux conditions de glace à base froide généralement rencontrée sous les lignes de partage glaciaire. Ils se terminent en bordure des zones côtières de la baie d'Hudson à l'ouest et de la baie d'Ungava à l'est (Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Storrar

et al., 2013; 2014). Le pourtour des côtes est aussi marqué par de grands secteurs de roc délavé par le remaniement continu des vagues et des courants marins, ainsi que des sédiments glaciomarins ou encore des plages et des deltas associés à l'incursion des mers postglaciaires de Tyrrell (baie d'Hudson) et d'Iberville (baie d'Ungava). La côte de la baie d'Hudson est également caractérisée par un important champ de moraines de De Geer; l'absence généralisée de ces moraines sur le pourtour de la baie d'Ungava souligne d'importantes différences dans la dynamique glaciaire lors de la déglaciation de la péninsule d'Ungava.

1.4.3 Reconstruction et dynamique de l'Inlandsis laurentidien

L'analyse de photographies aériennes sur l'ensemble du territoire canadien dès les années 1950 a mené à la cartographie systématique des formes de terrains glaciaires et fluvioglaciaires. La réalisation de la première carte glaciaire du Canada (Prest *et al.*, 1968) a permis, entre autres choses, de mettre en évidence des zonalités dans l'organisation spatiale des terrains et de la morphologie de surface, renseignant sur la configuration de l'Inlandsis laurentidien (IL). En effet, cette zonalité découle en grande partie du positionnement (et de l'évolution attenante) des trois principaux centres de dispersion glaciaire (Dyke et Prest, 1987; Dyke, 2004). L'expression géomorphologique associée à ces dômes est si forte qu'il fut d'abord proposé que ces dômes devaient avoir été très stables et peu mobiles au cours des cycles glaciaires afin de permettre l'édification de tels enregistrements géomorphologiques et sédimentaires (Shilts, 1980). Cette hypothèse fut subséquentement réfutée avec l'avènement d'images satellitaires révélant des linéaments glaciaires non reconnus auparavant et qui ont été interprétés comme reflétant le caractère dynamique et transitoire de ces grands centres de dispersion glaciaires (Boulton et Clark, 1990).

La notion de courant de glace fut d'abord introduite par Bell (1885) qui fit mention d'un corridor d'écoulement de forte vélocité situé dans le détroit d'Hudson et se jetant dans l'océan Atlantique Nord. Depuis, plusieurs travaux ont fait le recensement et la

caractérisation de nombreux courants de glace, via la cartographie et autres approches morphométriques, des différentes formes de terrains associées et mis en place dans certains secteurs de l’Inlandsis laurentidien (Dyke et Prest, 1987; Dyke et Morris, 1988; Patterson, 1997; 1998; Stokes *et al.*, 1999; 2006; 2007; 2013; 2016a et b; Stokes et Clark, 2001; 2002; 2003; Stokes, 2002; O’Cofaigh *et al.*, 2002; 2013; Winsborrow *et al.*, 2004; De Angelis et Kleman, 2005; 2007; 2008; Shaw *et al.*, 2006; Ross *et al.*, 2009; 2011; Margold *et al.*, 2015a et b; 2018; Stokes *et al.*, 2016a et b).

Le CGP fut introduit formellement dans la littérature pour la première fois lors de la publication d’une carte recensant 117 paléocourants de glace à l’échelle de l’IL (Margold *et al.*, 2015b; figure 1.5e). Ely *et al.*, (2016) ont également cartographié sommairement les formes de terrain associées au CGP lors d’une étude sur la nature et dimension des formes sous-glaciaires associées à l’IL. Enfin, une récente synthèse présente une série de cartes paléogéographiques positionnant l’activité des différents courants de glace à travers le temps (Margold *et al.*, 2018), basés essentiellement sur des isochrones définis à partir d’âges radiocarbones (Dyke, 2004).

Sur la côte ouest de la baie d’Ungava, la reconnaissance par le gouvernement canadien du potentiel économique lié aux roches de la Fosse du Labrador a mis la table aux premiers travaux liés à la géologie du Quaternaire durant les années 1950. Drinnan et Prior (1955) ont cartographié les formes glaciaires et fluvioglaciaires au nord et au sud de la rivière Arnaud (figure 1.5a). La cartographie fut principalement faite avec l’aide de photos aériennes tout en étant appuyée par quelques travaux de terrain, principalement le long de la côte de la baie d’Ungava et en périphérie des grandes rivières (rivières Arnaud et aux Feuilles). Les auteurs ont ainsi documenté au sud de la rivière Arnaud un large champ de drumlins qui correspond aujourd’hui aux limites du CGP, lequel est traversé par plusieurs corridors fluvioglaciaires d’envergure plurikilométriques.

Durant les années 1960, la côte ouest de la baie d'Ungava fit l'objet de travaux portants sur la reconnaissance des modelés glaciaires dans la région de la rivière aux Mélézes, du lac Cambrien, ainsi qu'au nord-ouest de Fort Chimo (Drummond, 1965). Des travaux sur le relèvement isostatique dans la région de la baie Déception, à Ivujivik, furent également entrepris (Matthews, 1967), ainsi que des études de reconnaissance de la géomorphologie du secteur de la rivière Arnaud (Gangloff *et al.*, 1976). Ces travaux ont apporté de nouvelles informations quant à la séquence d'écoulements glaciaires, l'étendue de la limite marine maximale de la Mer d'Iberville à l'intérieur des côtes, ainsi que sur la chronologie de la déglaciation (figure 1.5b).

Au début des années 1980, de nombreux travaux ont permis de renforcer l'état des connaissances sur les séquences d'écoulements glaciaires dans le secteur de la rivière Arnaud (Bouchard et Marcotte, 1986), en plus de jeter les bases de l'architecture des grands ensembles morphosédimentaires marquant l'histoire glaciaire et la déglaciation de ce secteur de l'Inlandsis laurentidien (figures 1.5c et 1.5d) (Gray *et al.*, 1980; 1993; Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1983; 1987; 1997; Gray, 2001).

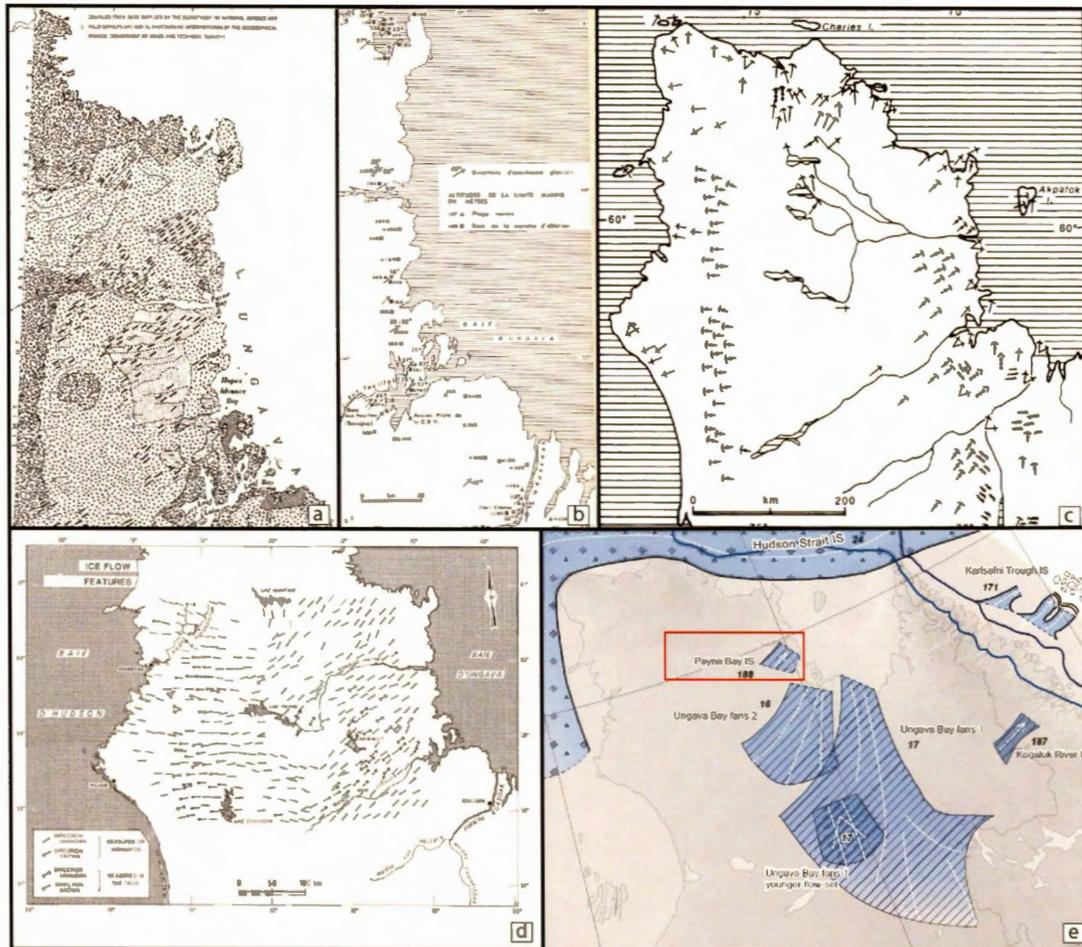


Figure 1.5 Principaux travaux effectués antérieurement à ce projet de recherche sur la côte ouest de la baie d'Ungava; A) Drinnan et Prior (1955) furent les premiers à cartographier des formes allongées dans le sens de l'écoulement glaciaire dans le secteur du CGP. Leurs travaux mettent aussi en évidence la discordance entre les formes fuselées d'origine glaciaire et les couloirs d'eskers d'origine fluvioglaciaire. B) Les travaux de Gangloff *et al.*, (1976) amènent de nouvelles informations sur l'écoulement glaciaire et sur les évidences de l'invasion de la Mer d'Iberville. C) Les nombreux travaux de James Gray et Bernard Lauriol (Gray *et al.*, 1980; 1993; Lauriol, 1982; Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1983; 1987; 1997; Gray, 2001), tout comme les travaux de Bouchard et Marcotte (1986 : [D]), ont permis de renforcer l'état des connaissances tant sur la séquence d'écoulements glaciaires que sur la chronologie de la déglaciation dans le secteur d'étude. E) Margold *et al.*, (2015) furent les premiers à associer les formes fuselées au sud de la rivière Arnaud au courant de glace de Payne et à les inclure dans une carte positionnant 117 courants glaciaires ayant été autrefois actifs sous l'Inlandsis laurentidien.

1.4.4 Déglaciation de la péninsule d'Ungava

La déglaciation de la région englobant la baie d'Ungava fut très dynamique, caractérisée principalement par un patron de retrait asymétrique du dôme du Labrador-Québec, où la marge ouest s'est retirée plus rapidement que la marge est (Gray *et al.*, 1985; Clark *et al.*, 2000; Dyke, 2004; Kleman *et al.*, 2010; Ullman *et al.*, 2016). La grande quantité d'eau de fonte produite au cours de la désintégration du dôme du Labrador-Québec a permis le développement d'une série de lacs d'obturation glaciaire (Lac Nantais, Lac Payne, Lac Minto, Lac Naskaupi) qui ont occupé les creux topographiques ainsi que les vallées des principales rivières se drainant vers la baie d'Ungava (Ives, 1960; Gray *et al.*, 1993; Clark *et al.*, 2000; Daigneault, 2008; Dubé-Loubert et Roy, 2017).

La partie ouest de la baie d'Ungava aurait été déglacée entre 7500 à 7000 BP (Gray *et al.*, 1980). De plus, la déglaciation de ce secteur, et de la zone d'étude, a été suivie par l'invasion de la Mer d'Iberville datée à 7360 ± 170 cal BP à partir de coquilles marine (*Mya truncata spp.*; Gray *et al.*, 1980). La Mer d'Iberville a envahi le territoire de basse élévation au pourtour de la baie d'Ungava, ainsi que la vallée de la rivière Arnaud et ce sur plus de 100 km depuis les côtes de la baie. Les constructions sédimentaires et formes de terrain associées à cet événement sont très bien marquées dans la vallée et caractérisées par une série de terrasses, deltas et limites de délavage par l'action des vagues. Ces formes de terrain ont permis de définir la limite de l'invasion marine dans la partie amont et aval de la vallée, à des élévations de 131-140 m et 110-125 m, respectivement (Gray *et al.*, 1980; Dubé-Loubert, 2019).

1.5 Autres travaux cartographiques

En plus des travaux cités à la section précédente, d'autres ouvrages scientifiques présentent des données sur la cartographie du Quaternaire de certains secteurs de la

péninsule d'Ungava. L'état des connaissances sur la géologie quaternaire pour le Canada, et en particulier pour le Nord québécois, a été synthétisé par la Commission géologique du Canada (CGC) dans un ouvrage intitulé « *Le Quaternaire du Canada et du Groenland* » (Fulton, 1989). La CGC est aussi à l'origine de la carte des « *Matériaux superficiels du Canada* » à l'échelle du 1:5 000 000 (Fulton, 1995; Deblonde *et al.*, 2014) qui présente sous une même légende cartographique l'ensemble des travaux de cartographie du Quaternaire effectués sur le territoire canadien. De façon plus détaillée, une synthèse des événements quaternaires au nord de la péninsule d'Ungava a également été réalisée via un projet de cartographie des dépôts de surface de la CGC (Daigneault, 2008). Cette étude couvrait un territoire de 50 000 km², comprenant les feuillets SNRC 35F à 35K, soit au nord-ouest des feuillets 25D et 24M.

Enfin, le ministère de la Forêt, de la Faune et des Parcs (MFFP) a également publié en 2018 une carte des « *Dépôts de surface du Nord Québécois* » couvrant un territoire d'environ 700 000 km² au nord du 53^e parallèle (feuillets SNRC 1:250 000 23E à 25D et 33E à 35K) dans le cadre du Programme d'inventaire écoforestier nordique (PIEN).

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

Ce chapitre présente les aspects méthodologiques reliés aux travaux menés dans le cadre de ce projet de maîtrise. Le volet de cartographie et du levé quaternaire s'est déroulé à l'intérieur d'un vaste projet de cartographie du BCGQ qui avait comme objectif de cartographier la distribution des dépôts de surface et d'échantillonner les sédiments glaciaires (till) et fluvioglaciaires (eskers) compris dans la partie nord du feuillet SNRC 24M et dans la partie sud du feuillet 25D (1:250 000) (Dubé-Loubert *et al.*, 2019)

2.1 Préparation pré-terrain et cartographie quaternaire des formations superficielles

Les travaux de cartographie en territoire isolé nécessitent une bonne préparation afin d'optimiser les levés de terrain et ainsi maximiser les ressources logistiques, notamment le temps d'hélicoptère.

La première étape consiste à effectuer une cartographie préliminaire des grands ensembles sédimentaires (unités quaternaires), des affleurements rocheux et autres éléments géomorphologiques compris dans la région à l'étude. Cette approche permet d'identifier les zones nécessitant une investigation supplémentaire sur le terrain. Cette cartographie préliminaire se fait généralement à partir de photos aériennes à l'échelle 1:40 000 ou 1:60 000 à l'aide d'un stéréoscope à miroir qui permet de visualiser les variations de morphologie, de relief et de teintes qui sont des éléments diagnostiques

des différentes unités présentes sur le territoire. Dû à l'absence de photos aériennes dans le secteur, la cartographie préliminaire s'est faite par l'analyse d'images satellitaires géoréférencées en couleur et disponible en deux et trois dimensions (*RapidEye* et *RapidEye* 3D). Les images de type *RapidEye* ont une résolution de 5 m au sol, ce qui permet d'avoir un bon aperçu des grands ensembles morphosédimentaires, en plus de contribuer à l'identification rapide et efficace des sites d'échantillonnages potentiels de dépôts glaciaires (tills) et fluvioglaciaires (eskers). De plus, dans le secteur du feuillet 25D08, l'utilisation d'images en 2D de type *Pléiades* (image orthorectifiée en format Geotiff UTM NAD83 SCRS; PS4, rehaussée, résolution 50 cm, 16 bits; Popiela, 2016) couvrant le synclinal de Roberts a permis d'atteindre un niveau de précision supérieure dans la réalisation de la cartographie préliminaire (figure 2.1). Ces images en couleur naturelles sont composées des bandes multispectrales rouge/vert/bleu et donne une représentation rapprochée des couleurs réelles. En appuis aux images *Pléiades* et *RapidEye*, des modèles d'élévation numérique (MNÉC - Gouvernement du Canada, résolution de 8 m) furent également utilisés en superposition avec les différents types d'images satellitaires en deux dimensions mentionnées ci-haut, afin de visualiser les variations topographiques locales.

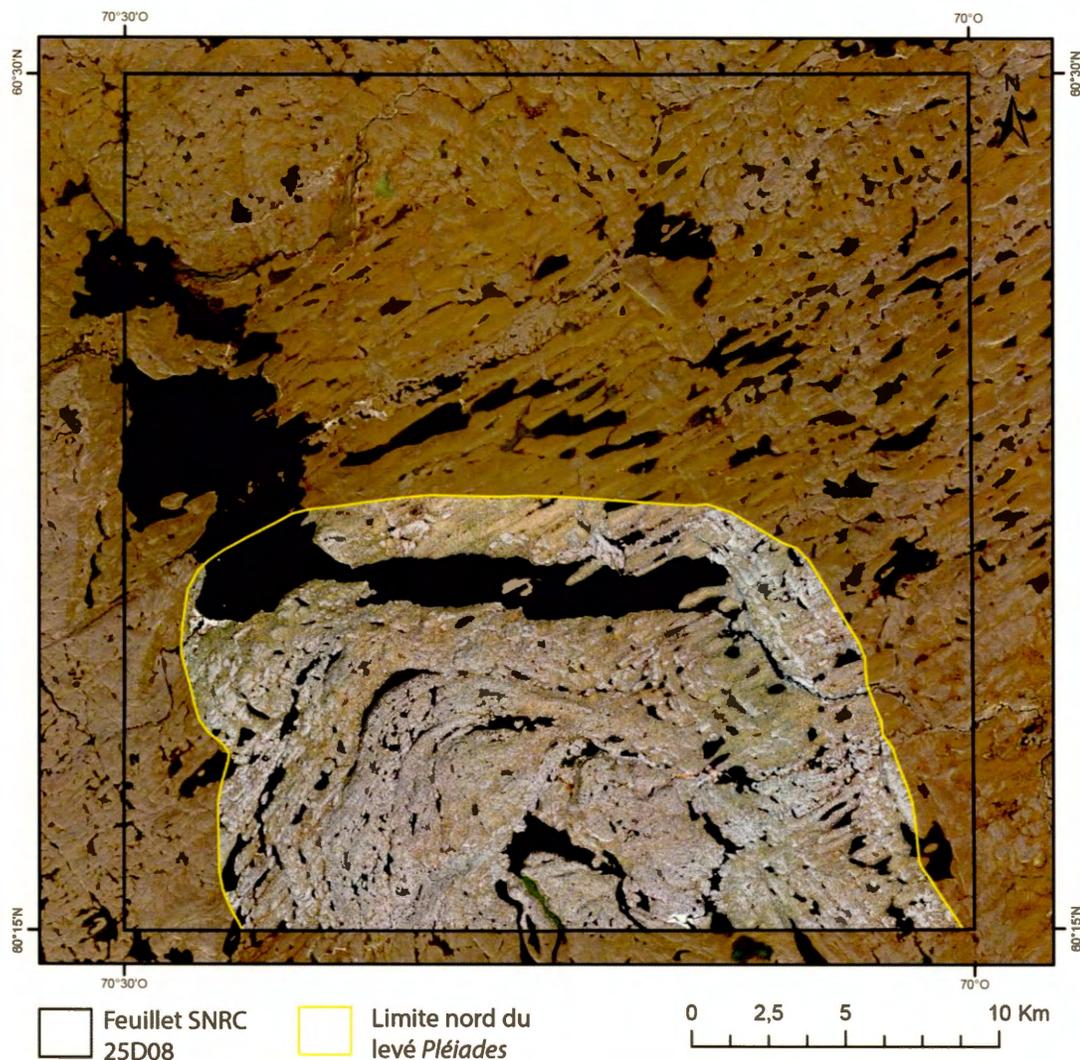


Figure 2.1 Délimitation du levé *RapidEye* (au nord) et *Pléiades* (au sud) sur le feuillet 25D08

Ensuite, les travaux de terrain ont permis de valider et de raffiner certaines de ces interprétations cartographiques. Une fois les levés de terrain complétés, les unités quaternaires et la géomorphologie du territoire sont cartographiées à l'échelle du 1:50 000, toujours à l'aide des images *RapidEyes* et *Pléiades* préalablement décrites. Cette cartographie à l'aide de ces deux médiums a permis d'évaluer l'apport des images satellitaires de haute et très haute résolution à la cartographie du Quaternaire. Le

chapitre III de ce mémoire présente les principales caractéristiques de ces deux types d'images et leurs apports à la cartographie numérique des dépôts de surface. Tout comme la cartographie du secteur du lac Roberts, les modèles d'élévation numérique du Gouvernement du Canada (MNÉC) ont été également utilisés afin de contextualiser les observations et analyses du territoire, notamment en ce qui à trait à l'incursion marine post-glaciaire.

L'interprétation finale des formations superficielles du feuillet 25D08 a été effectuée en utilisant le système d'information géographique ESRI (ArcGis). La légende des formations superficielles utilisée est une version mise à jour de la légende en usage à Géologie Québec (Roy, 2014) qui inclut de nouvelles unités morpho-sédimentologiques et de nouveaux symboles géomorphologiques. Cette légende est initialement inspirée de l'ancienne légende de la Commission géologique du Canada (Parent *et al.*, 2010, non-publié). Les principales unités sont décrites au chapitre III.

2.2 Inventaire des marques d'érosion glaciaire et caractérisation de la séquence d'écoulements

La cartographie de détail a permis un recensement des formes glaciaires macroscopiques comme les drumlins, crag-and-tails et autres formes fuselées indicatives des écoulements glaciaires ayant marqué l'histoire glaciaire de la région. Les données sur l'orientation de ces formes ont été combinées à un inventaire exhaustif des marques d'érosions glaciaires, telles les stries et cannelures, mesurées sur les affleurements rocheux. De plus, les relations de recoupements observées entre les différentes familles de marque d'érosion glaciaire ont permis d'établir une chronologie relative sur la séquence d'écoulements. Les mouvements anciens ont été observés sur certains sites montrant un modelé glaciaire d'une qualité exceptionnelle et affichant plusieurs familles de stries ou sur certaines faces d'affleurement protégées ayant préservé de l'érosion glaciaire les évidences de mouvements antérieurs.

Une fois combinées et analysées, ces données directionnelles permettent de reconstruire la séquence des écoulements ayant affecté la région, en plus de contribuer à la compréhension de la dynamique glaciaire régionale, notamment en ce qui a trait à l'évolution de la ligne de partage glaciaire de Payne au cours du dernier cycle glaciaire et de l'activité du CGP.

L'étude détaillée sur la caractérisation du CGP s'est faite en deux étapes : 1) d'abord lors d'un levé quaternaire de terrain entrepris dans le secteur d'étude et 2) à l'aide de cartographie numérique basée sur le logiciel d'information géographique ArcGIS.

2.3 Caractérisation et analyse morphométrique du CGP

2.3.1 Cartographie et levé de terrain

Le CGP est presque entièrement inclus à l'intérieur du territoire cartographié lors de la campagne de terrain du MERN (Feuillets SNRC 25D et 24M; voir figure 4.2 à la page 50). Il fut donc survolé à maintes reprises, ce qui a permis d'orienter les travaux de terrain.

Un relevé systématique des marques d'érosion glaciaire (stries, cannelures, roches moutonnées et broutures) fut effectué sur le terrain, tant à l'intérieur qu'à l'extérieur des limites du CGP. La polarité des stries fut confirmée via le profilage des affleurements (roches moutonnées). La localisation des affleurements s'est faite lors de photo-interprétation de la zone d'étude et/ou lors de déplacements en hélicoptère.

Enfin, l'accès au terrain a permis d'amasser de nombreux clichés photographiques de différents ensembles, qui ont par le fait même contribué à l'interprétation des formes de terrain d'origine sous-glaciaires, fluvioglaciaires et glaciomarines.

2.3.2 Cartographie numérique

Les données acquises sur le terrain furent transposées dans le logiciel ArcGIS. La cartographie des limites du CGP ainsi que des formes qui lui sont associées fut effectuée à l'aide d'imagerie satellitaire *RapidEye* et du modèle numérique d'élévation du Canada (MNÉC).

La grande résolution des images *RapidEye* (5 m au sol) a permis de cartographier la géomorphologie à une échelle variant de 1:20 000 à 1:40 000. Plus précisément, dans la région du lac Roberts (SNRC 25D08), les eskers, kettles, cheneaux proglaciaires, trainées morainiques fuselées, crêtes de plages et rebords d'escarpements rocheux furent cartographiés. Dans le secteur du CGP, trois types de formes sous-glaciaires furent cartographiés : 1) les formes allongées et parallèles à l'écoulement glaciaire (drumlinoïdes et linéaments de grande échelle, c.f. Mega-scale glacial lineation, MSGL); 2) les formes perpendiculaires à l'écoulement glaciaire (moraines côtelées ou moraines de Rogen) et 3) les corridors de formes fluvioglaciaires.

2.3.3 Mesure des linéaments

Des fichiers de formes (*shapefiles*) furent générés afin de calculer la longueur des axes longitudinaux (axe A) et la largeur des axes transversaux (axe B) de chacune des formes (figure 2.2). La mesure de ces deux axes a permis d'évaluer le ratio d'élongation (E) de chacune des formes, qui est définie par le ratio des axes A/B.



Figure 2.2 Mesures de l'axe longitudinal (A) et transversal (B) effectuées sur plus de 2000 formes fuselées (Drumlinoides et MSGL) comprises à l'intérieur des limites du CGP ainsi qu'en périphérie.

2.3.4 Traçage de la limite marine

L'extension maximale de la Mer d'Iberville sur le territoire fut identifiée de part et d'autre de la rivière Arnaud ainsi qu'à l'intérieur des limites du CGP avec l'aide des images *RapidEye*. Sur ces images satellitaires, la texture des faciès marins diffère fortement des textures de sédiments glaciaires ou fluvioglaciaires. Comme les sédiments marins sont composés de matériaux fins, le drainage est moins efficace dans ces secteurs laissant ainsi une topographie relativement plane, ravinée par les cours d'eau formés lors de l'exondation du secteur et comprenant beaucoup de marécages (figure 2.3). De plus, il est possible d'observer le remaniement de formes fuselées par l'érosion littorale marine, où des gradins d'érosions sont perceptibles sur le versant sud des formes, avec parfois la présence de flèches littorales. Cette limite a été déterminée

principalement à partir d'analyse des images satellitaires et contrainte à partir des courbes de niveaux topographiques (Gouvernement du Canada) et elle demeure donc somme toute approximative.

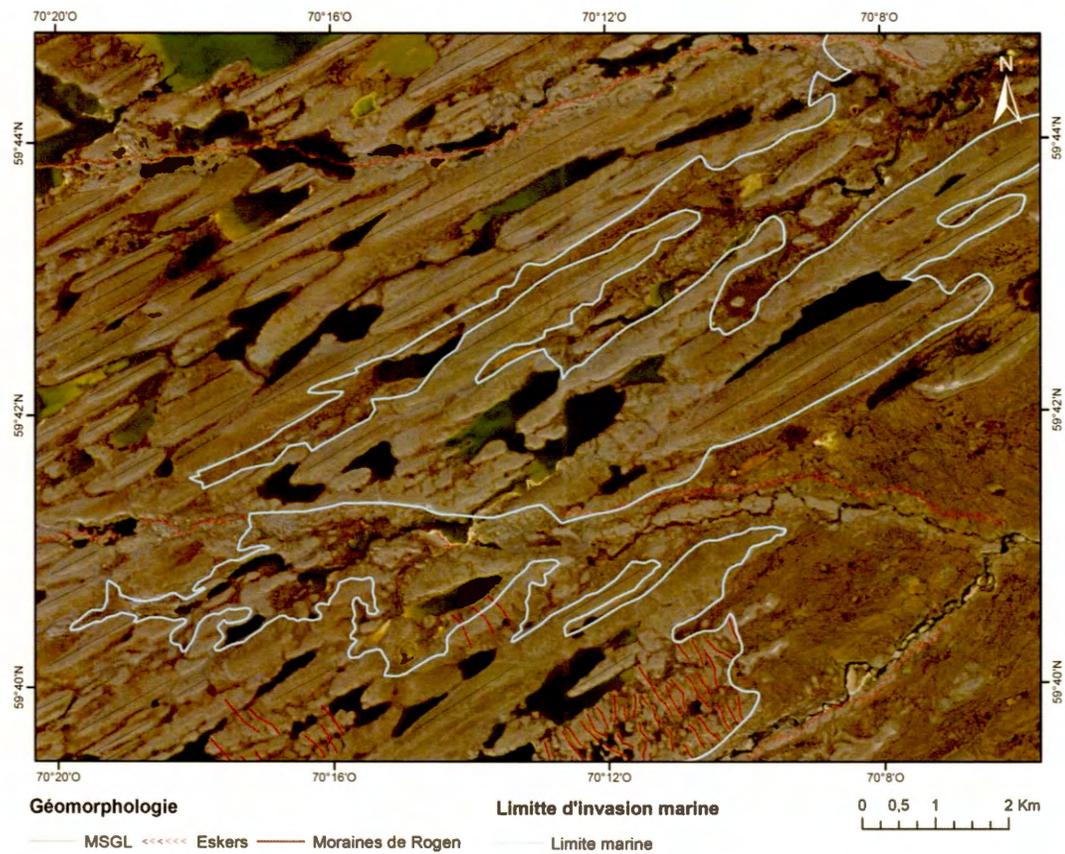


Figure 2.3 Cartographie de la limite d'invasion marine dans le secteur du CGP avec l'aide d'images *RapidEye*.

CHAPITRE III

CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DU SECTEUR DU LAC ROBERTS À PARTIR DE DIFFÉRENTS LEVÉS D'IMAGERIE SATELLITAIRE DE HAUTE RÉOLUTION : IMPLICATIONS POUR LES ÉTUDES EN GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE

Ce chapitre présente les résultats cartographiques du feuillet SNRC 25D08 réalisés à partir des levés de terrain, les résultats de dynamique glaciaire, ainsi que les résultats de l'analyse comparative des différents types d'images satellitaires de haute résolution.

3.1 Cartographie des formations superficielles du feuillet du lac Roberts (25D08)

Les résultats prennent la forme d'une carte des formations quaternaires de surface pour ce feuillet (SNRC 25D08), laquelle est présentée à l'annexe A. De façon générale, les principaux ensembles sédimentaires sont représentés par les sédiments glaciaires, principalement les unités de till en formation continue et discontinue, lesquelles sont marquées par de nombreuses formes fuselées orientées vers le nord-est. Le patron du retrait glaciaire est reflété par de longs corridors de sédiments fluvioglaciaires qui sont également orientés vers le nord-est. Les dépôts liés à l'invasion de la Mer d'Iberville se retrouvent dans les secteurs de basse altitude, notamment en bordure du lac Roberts ainsi que dans le sud-est du feuillet. Le roc domine le secteur méridional du feuillet où les roches de la Fosse du Labrador percent le couvert sédimentaire. Les paragraphes

qui suivent présentent une description des principales unités cartographiées, ainsi que les éléments marquants de la géomorphologie de la région du lac Roberts.

3.1.1 Roc non différencié

Le roc non différencié comprend tout affleurement rocheux ayant une couverture sédimentaire inférieure à 30 cm. Cette unité est essentiellement présente dans le secteur sud du feuillet où la Formation d'Hellencourt (Fosse du Labrador) perce le couvert sédimentaire. Ailleurs, cette unité se retrouve généralement sur les plus hauts sommets, ainsi qu'en amont glaciaire des formes fuselées (c.f., *crag and tail*).

3.1.2 Les sédiments glaciaires (Tm, Tc, Trm, Tr)

Les sédiments glaciaires, en l'occurrence les différents faciès de till, constituent un mélange de débris rocheux de diverse taille (argile, silt, sable, gravier et blocs), non stratifié et déposé directement par le glacier. Le till de surface constitue l'unité la plus importante retrouvée dans le feuillet du lac Roberts. Il recouvre le socle rocheux de manière irrégulière ou peut constituer le matériel principal des nombreuses formes fuselées retrouvées dans le secteur (figure 3.1).

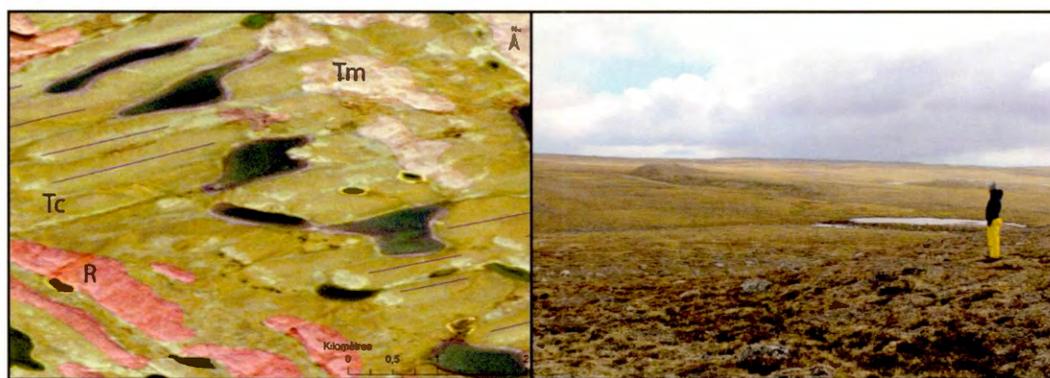


Figure 3.1 Exemple d'interprétation finale sur les images *RapidEye* de formations de till en couverture continue et discontinue et de leurs morphologies associées. Les photos prises sur le terrain aident à définir la couleur et le grain des ensembles morphosédimentaires sur les images satellites. Sur

la photo de droite, il est possible de remarquer un *crag-and-tail* marquant la polarité et la direction de l'écoulement glaciaire du secteur.

Le till de surface varie en épaisseur et cette différence se reflète dans la légende par différents codes : Tc pour le till ayant plus d'un mètre d'épaisseur et couvrant le territoire de manière continue; Tm pour le till ayant entre 30 cm et 100 cm d'épaisseur et couvrant le territoire de manière discontinue. Les codes Tr pour le till remanié et Trm pour le till mince remanié sont utilisés quand le till présente des évidences de remaniement par les vagues et les courants découlant dans ce cas-ci de l'épisode associé à l'incursion marine.

Le till dans la zone d'étude, quand il n'est pas remanié, a une matrice grisâtre composée de silts, de sable et d'un peu d'argile. Les clastes présents dans la matrice sont anguleux à subanguleux et ont généralement une composition lithologique hétérogène lorsque le till est épais; sa composition est principalement monogénique lorsque le till est mince.

Les secteurs caractérisés par une forte présence de till en couverture mince et discontinue (Tm) ont souvent une élévation au-dessus de 190 m et sont généralement adjacents aux zones d'affleurements rocheux. Davantage de blocs erratiques sont retrouvés dans ces secteurs et des ostioles de toundra (mudboils) peuvent être présents à la surface du till.

Les secteurs de till en couverture continue (Tc) occupent généralement les creux topographiques et leurs épaisseurs substantielles sont souvent accompagnées de grandes formes fuselées orientées vers le nord-est, soit dans le même axe que le CGP. Cette orientation concorde également avec la majorité des microformes d'érosion inventoriées durant les levés de terrain (section 3.2). Les caractéristiques sédimentologiques (compacité, texture, fabrique) de ce till suggèrent un mode de mise en place directement par la glace, l'associant ainsi à un till de fond (Dubé-Loubert *et*

al., 2019). Les clastes retrouvés à l'intérieur sont souvent en forme d'ogive et striés. Des ostioles, des bandes de solifluxion et des sols polygonaux peuvent se développer à la surface du till épais.

L'extrémité sud-est du feuillet cartographié renferme des secteurs de till remanié (Tr), notamment dans les zones où il fut possible d'identifier des indices géomorphologiques associés à l'invasion de la Mer d'Iberville. La matrice constituant les tills remaniés est plus grossière dû au lessivage plus ou moins prononcé de la fraction fine par l'action des vagues.

3.1.3 Les sédiments fluvioglaciaires (Gx, Gs, Go)

Le secteur à l'étude comprend de grands corridors de dépôts fluvioglaciaires pouvant atteindre jusqu'à 25 km en longueur et 2 km en largeur (Gx) (figure 3.2). Leur orientation est parallèle à l'écoulement glaciaire et leur position sur le territoire semble suivre l'orientation des dépressions topographiques et le réseau hydrologique de la zone d'étude. Dans l'axe des corridors, les eaux de fontes ont permis la sédimentation de matériels sablo-graveleux comprenant parfois des blocs arrondis à subarrondis jointifs ou supportés par la matrice.



Figure 3.2 Exemple d'interprétation finale de sédiments fluvioglaciaires sur les images *RapidEye* et vue d'un corridor fluvioglaciaire sur le terrain.

À l'intérieur de ces corridors se retrouvent de longs segments d'eskers discontinus. Ces eskers présentent souvent des crêtes subarrondies et ils varient de 5 à 10 m en hauteur et de 15 à 20 m en largeur. Les cordons d'esker sont généralement orientés vers le nord-est, indiquant ainsi un retrait de la marge glaciaire du nord-est vers le sud-ouest. Des kettles de taille variable sont également présents à l'intérieur et à proximité des sédiments juxtaglaciaires. Des sédiments d'épandages proglaciaires subaquatiques (Gs) et subaériens (Go) se retrouvent sporadiquement à proximité ou dans les grands corridors fluvioglaciaires. Les épandages furent cartographiés comme Go quand il y avait présence de petits chenaux sinueux à leurs surfaces. La couleur des sédiments sur les images satellitaires est également distinctive entre les deux types de sédiments proglaciaires où les épandages Gs sont généralement plus pâles sur les images *RapidEye* que les épandages Go.

3.1.4 Les sédiments glaciomarins (MGb, MGd)

Les enregistrements sédimentaires et géomorphologiques associés à l'invasion de la Mer d'Iberville ont une distribution relativement restreinte sur le territoire du lac Roberts. Les dépôts marins cartographiés sont distingués selon leur mode de mise en place : on retrouve principalement les sédiments littoraux (MGb) et sédiments deltaïques (MGd) (figure 3.3). La cartographie et les investigations de terrain ont également permis d'identifier un gradin d'érosion incisé dans une plaine de till dans le secteur sud-est du feuillet où l'on retrouve une mince couche de sable en bordure. L'élévation de cette ligne de rivage et de ce plateau fut mesurée à 146 m.

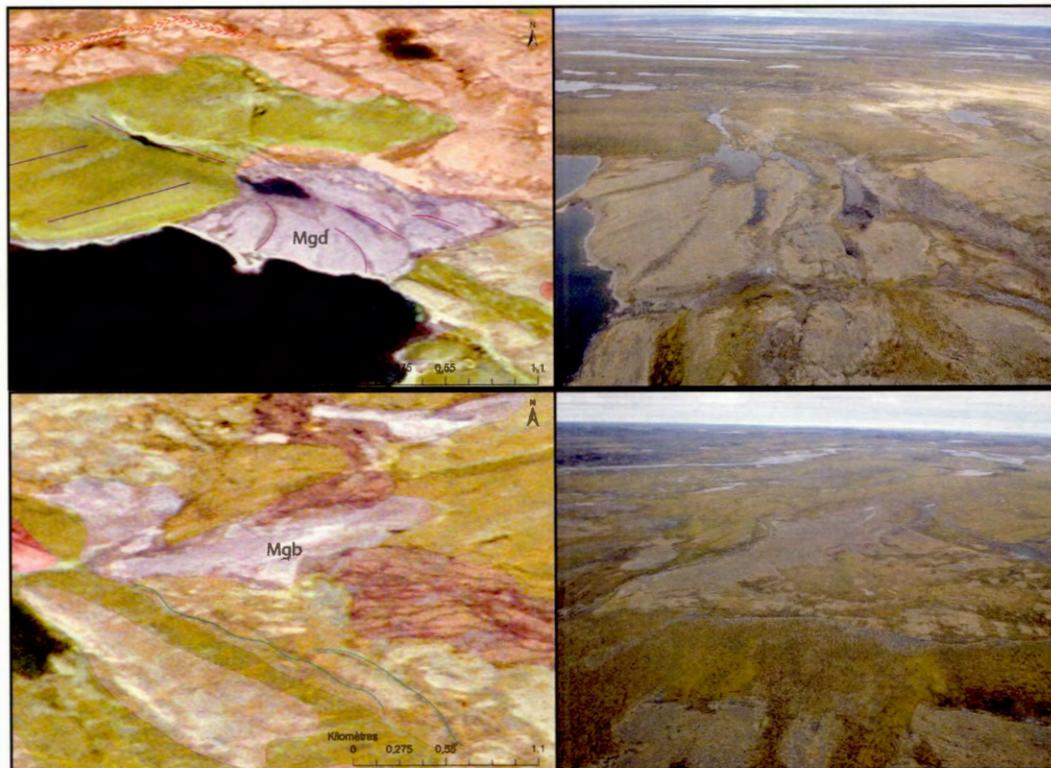


Figure 3.3 Exemple d'interprétation finale des formations glaciomarines (MGd et MGb) dans le feuillet 25D08 et de leur apparence sur le terrain.

On retrouve également trois deltas glaciomarins en périphérie du lac Roberts. Ces deltas sont associés au débordement des eaux du lac alors qu'il présentait un niveau plus élevé lors de la déglaciation. L'élévation de ces deltas est de 139, 136 et 142 m. Ils sont constitués de sables, sables graveleux et graviers et leur surface plane est parsemée de blocs arrondis de différentes tailles, dépendamment de la grosseur des chenaux proglaciaires les ayant alimentés. Les deltas semblent s'être mis en place dans un plan d'eau dont la tranche d'eau était peu importante vu l'épaisseur des dépôts associés (5 m). Ceci indique également que la paléosurface à environ 140 m de la Mer d'Iberville n'a pas perduré sur une longue période de temps, en raison du relèvement isostatique et de la régression marine subséquente.

La source sédimentaire de ces deltas est reliée aux dépôts fluvioglaciaires qui sont retrouvés à proximité des formations deltaïques, comme le suggère l'orientation nord-sud des chenaux sous-glaciaires ayant alimenté les deltas. Aussi, les deltas sont présents sur les deux rives du lac Roberts et l'un d'eux est caractérisé par une flèche littorale à son embouchure, renforçant ainsi l'interprétation marine de ces deltas.

3.1.5 Les sédiments post-glaciaires (Ap, O)

Suite à la déglaciation du territoire, l'établissement du réseau de drainage a engendré la mise en place de séquences alluvionnaires de granulométries variées, allant des silts sableux aux graviers et renfermant par endroits de la matière organique (Ap). Des étendues plus importantes de dépôts organiques (O) furent également cartographiées dans les zones mal drainées.

3.2 Séquence et chronologie relative des écoulements glaciaires pour le secteur du lac Roberts (25D08)

Plusieurs marques d'érosion glaciaire sont observables dans le secteur du lac Roberts (figure 3.4). Des broutures, cannelures et stries ont été recensées à 16 sites dans le feuillet 25D08. Les marques d'érosion glaciaire sont mieux préservées sur les roches mafiques et ultramafiques appartenant à la Fosse du Labrador dont la composition favorise la préservation de plusieurs mouvements glaciaires. Le fort magnétisme de certaines de ces roches peut cependant compliquer la mesure des stries et des précautions ont donc été prises lors de la prise de mesures.

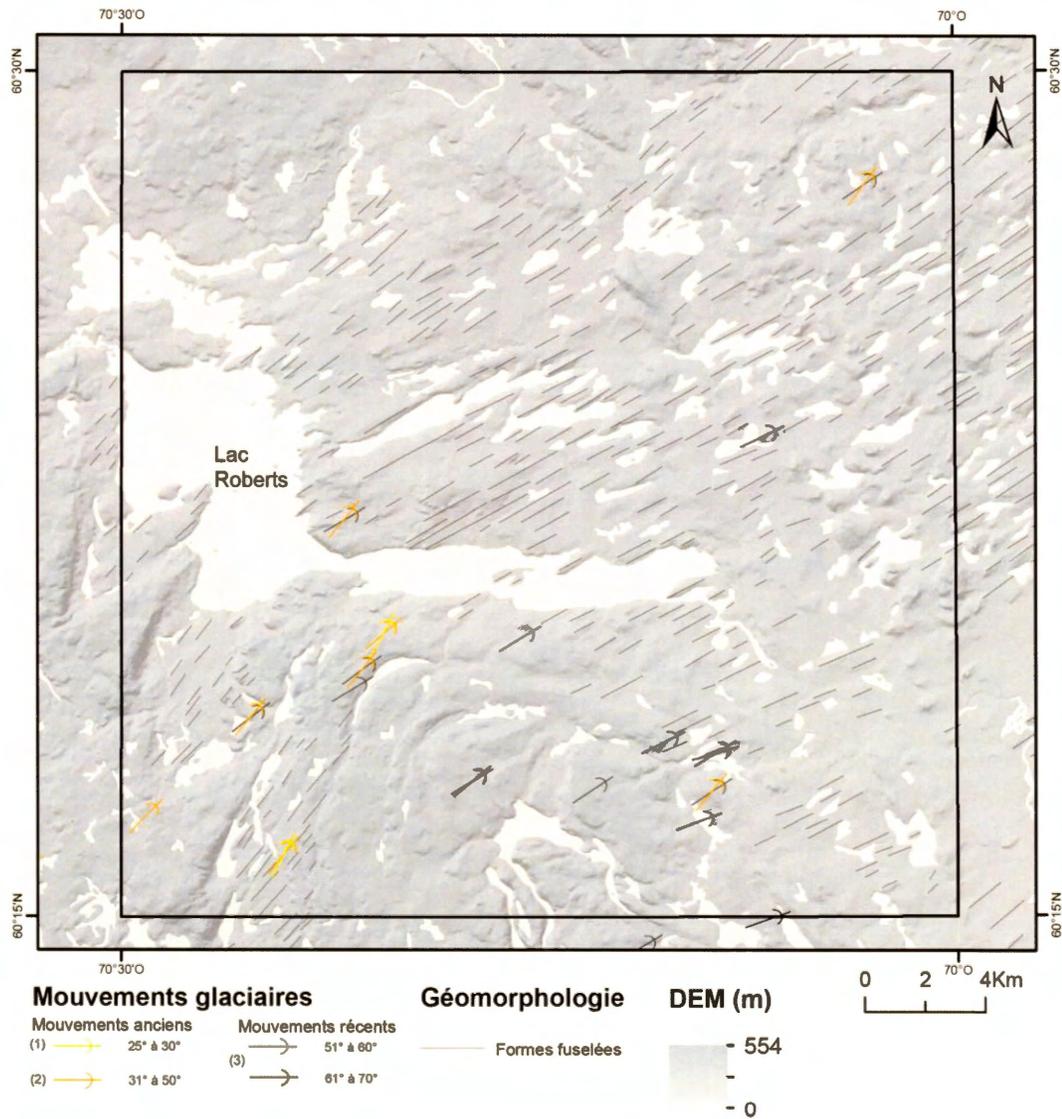


Figure 3.4 Chronologie relative des différents écoulements glaciaires dans le secteur du lac Roberts. Le mouvement le plus ancien est répertorié en jaune (30° N). Une deuxième famille de stries recoupe ce mouvement à certains endroits dans le secteur de la Fosse du Labrador et cette dernière est représentée en orange (40° N). Enfin, le mouvement le plus tardif dans le secteur est représenté en noir (50 à 70° N) et est synchrone avec les formes fuselées représentées en blanc.

L'orientation principale de ces marques d'érosion glaciaire est globalement vers le NE, en accord avec l'orientation des formes fuselées cartographiées dans le secteur. Ces données documentent un mouvement glaciaire majeur de la glace vers l'extérieur de la péninsule, en direction de la baie d'Ungava. La plupart des formes glaciaires n'ayant pas été réorientées par un mouvement subséquent, le mouvement vers le NE semble l'écoulement le plus récent pour le secteur à l'étude.

Certains sites exhibent plus d'une génération de stries et la chronologie relative associée à ces mouvements fut déterminée par les relations de recoupements. Le mouvement le plus ancien ayant marqué la zone d'étude est grossièrement orienté vers 30° N et fut repéré dans la partie sud-ouest du feuillet, en bordure des collines de la Fosse du Labrador. Il est recoupé par un deuxième mouvement orienté vers 40° N et que l'on peut apercevoir à quelques sites. Un troisième mouvement orienté entre 50° et 70° N, également associé aux formes fuselées cartographiées dans le feuillet, couvre le territoire à l'étude et recoupe les deux générations de stries précédentes. Un peu plus de 260 formes drumlinoïdes furent cartographiées dans le feuillet (annexe A). La moyenne d'orientation de ces dernières est de 73° N avec un écart type de 5° N. Le mouvement 30° N observé sur le Synclinal de Roberts fut également répertorié par Gangloff *et al.* (1976), où il était recoupé par un mouvement plus tardif d'orientation 55° N. Lauriol (1982) et Gray *et al.*, (1985) attribuent cette grande variabilité des stries dans ce secteur (de 30° à 60° N) à un contrôle topographique exercé par la présence du Synclinal de Roberts.

L'origine de ces mouvements est difficile à déterminer avec certitude. Dans le secteur du lac Roberts, le dernier mouvement vers le NE, retrouvé sur les formes fuselées bien développées dans la zone d'étude, coïncide avec les mesures d'orientation de stries et de formes fuselées dans les terrains environnants la zone d'étude (Gangloff *et al.*, 1976; Gray et Lauriol, 1985). Il pourrait également être associé à l'activité du CGP au sud de la rivière Arnaud. En effet, les mesures de stries effectuées au cœur du CGP indiquent

pour la plupart un mouvement orienté vers 68° N (Dubé-Loubert *et al.*, 2019). La topographie du secteur d'étude pourrait avoir influencé localement les écoulements glaciaires tardifs, comme en témoigne l'écart-type important dans l'alignement de certaines formes fuselées et l'orientation des stries. En effet, à la fin de la glaciation, la glace était plus mince et aurait pu être plus sensible aux variations topographiques, comme les obstacles formés par les collines de la Fosse du Labrador. Ces variations dans les écoulements glaciaires et leur signification dans l'histoire glaciaire régionale seront discutées davantage dans le chapitre IV.

De plus, des comparaisons avec des études régionales suggèrent que le mouvement le plus ancien vers le NNE (30° N) pourrait être originaire d'une ligne de partage glaciaire située plus au sud, dans le secteur de Caniapiscau ou du Nouveau-Québec (Hughes, 1964; Veillette *et al.*, 1999). Finalement, le mouvement vers 40° N pourrait souligner l'évolution et le déplacement de cette ligne de partage vers le NO au cours de la période glaciaire.

3.3 Apports des images satellitaires *RapidEye* et *Pléiades* à la cartographie du Quaternaire

Les images satellitaires sont composées de pixels et leur résolution est déterminée par la plus petite surface que le satellite peut détecter au sol (MERN, 2013). Dans le cas des images *RapidEye*, chaque pixel constituant l'image représente une superficie au sol de 5 m par 5 m. Les pixels constituant les images *Pléiades* représentent quant à eux une superficie au sol de 50 cm par 50 cm. Les images *Pléiades* sont ainsi 10 fois plus précises que les images *RapidEye*.

Suite à l'acquisition des images brutes, les deux types de levés ont subi divers traitements pour aider à la cartographie des dépôts meubles. Les images *RapidEye* comprises dans la zone d'étude ont subi un traitement afin de rehausser et d'accentuer

la clarté et les nuances de l'image. Elles furent également utilisées par le Ministère de la Faune et de l'Environnement du Québec afin de créer des produits anaglyphes permettant de voir la morphologie du territoire en trois dimensions (MERN, 2013) (figure 3.5). Suite à la demande du BCGQ, les images *Pléiades* ont été traitées par la firme *Japosat Satellite Mapping* afin de fournir les produits dérivés suivants : linéaments, signatures spectrales, images rehaussées et des images fondées sur une approche géobotanique faisant ressortir les indices de végétation (Popiela, 2016). Comme la plupart de ces produits dérivés ne s'appliquent pas directement à la cartographie des dépôts quaternaires, seules les images rehaussées du levé *Pléiades* furent utilisées dans le cadre de la cartographie des dépôts meubles du feuillet 25D08.

Une difficulté majeure rencontrée lors de la comparaison des images *RapidEye* et *Pléiades* comme outils de cartographie concerne les différences d'échelles cartographiques associées à ces levées satellitaires et la nécessité d'obtenir une résolution nette de l'image pour permettre l'identification des sédiments et formes de terrain dans le cadre des objectifs cartographiques du ministère (figure 3.6).



Figure 3.5 Divers types d'images *RapidEye* à une échelle topographique de 1:30 000. (a) image non traitée; (b) image traitée pour un rehaussement de couleurs; (c) traitements permettant la création d'images anaglyphes en 3D.

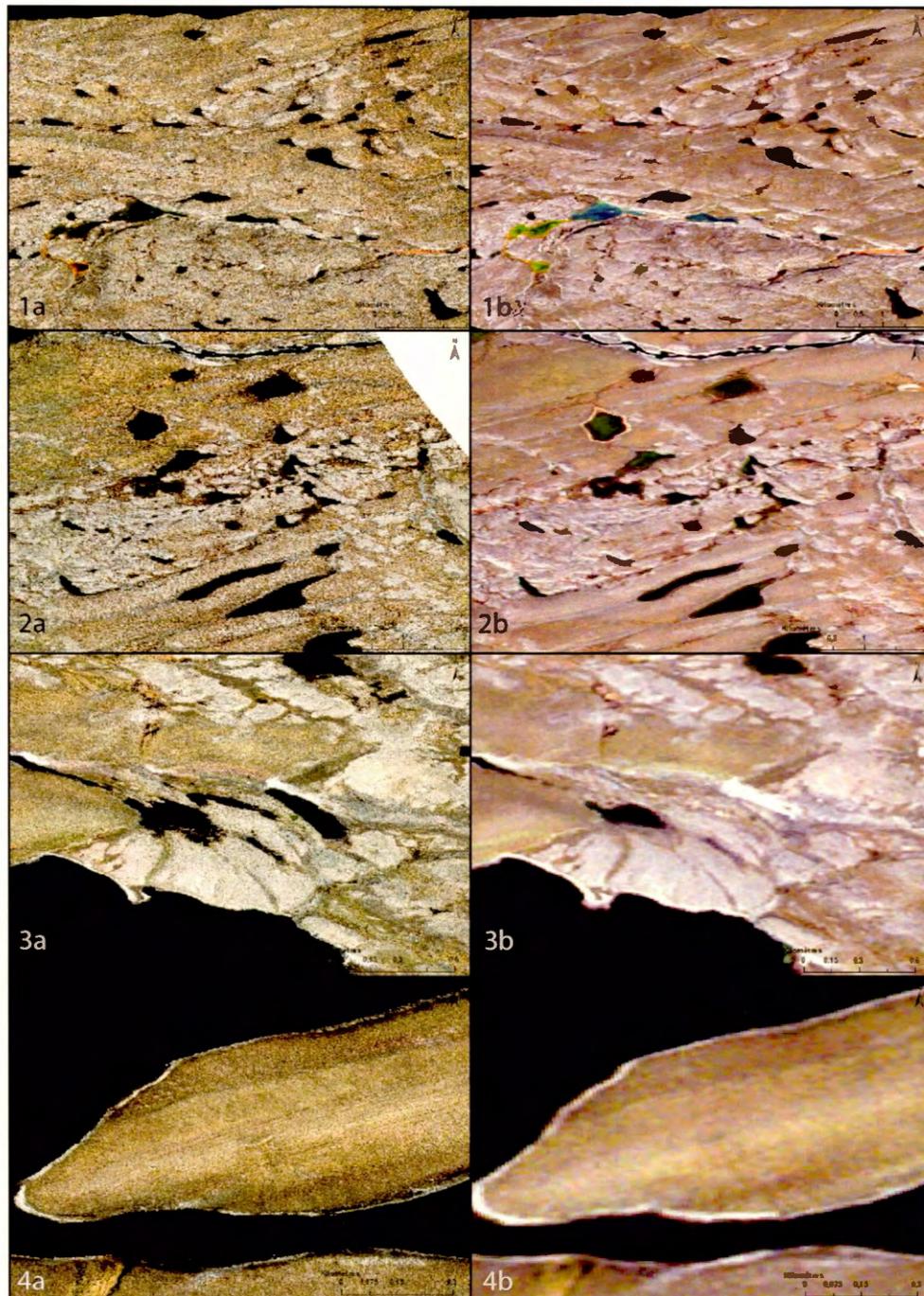


Figure 3.6 Comparaison de la résolution des images *Pléiades* (a) et *RapidEye* (b) à différentes échelles cartographiques; 1:40 000 (1), 1:30 000 (2), 1:10 000 (3) et 1:2000 (4).

Les levés de cartographie et d'échantillonnage quaternaire du MERN couvrent généralement un territoire très vaste (généralement un feuillet au 1:250 000) et les cartes de dépôts quaternaires qui en découlent sont produites à l'échelle de 1:50 000. Sur ArcGIS, l'analyse cartographique des différentes unités morphosédimentaires et la détection des contacts entre ces derniers se fait généralement à une échelle variant de 1:20 000 à 1:30 000. Ainsi, lors de la mise en page de la carte finale au 1:50 000, la cartographie est détaillée, mais reste toujours lisible. À ces échelles, les images *RapidEye* sont beaucoup plus nettes que les images *Pléiades* et ce, même si elles ont une résolution moindre. À cet effet, le tableau 3.1 présente les comparaisons entre les deux types de levés satellitaires, en mettant en évidence les avantages et difficultés rencontrées lors de la cartographie des unités lithologiques et de leurs formes associées.

L'unité principale de la carte, le till en couverture continue et discontinue, est facilement distinguable aux échelles 1:30 000 à 1:50 000 sur les images *RapidEye* dû à son fort contraste de couleur par rapport aux unités environnantes. Sur ces images, le till épais est généralement brun-verdâtre et le till mince est un peu plus pâle. Le roc perçant le till mince est identifiable par sa couleur gris foncé ainsi que par la présence de zones ombragées sur ses sommets. La couleur des corridors fluvioglaciaires contraste également avec les autres unités mentionnées précédemment, où les matériaux sablo-graveleux composant ces derniers leur donnent une teinte jaunâtre. À ces échelles, sur les images *Pléiades*, il est beaucoup plus ardu de distinguer les différentes unités les unes des autres, notamment parce que les teintes de couleurs se confondent et que le grain de l'image est beaucoup plus perceptible. Cependant, contrairement aux images *RapidEye*, les images *Pléiades* prennent leur plein potentiel en agrandissant l'échelle jusqu'à 1:3000 à 1:2000. À ces échelles de précision, l'image est très nette et il est possible de bien distinguer la nature des formations de surface et des morphologies associées, par exemple des formes périglaciaires (ostioles, sols polygonaux et striés) ou les formes liées à la déglaciation du territoire (paléorivages, terrasses marines, limites de délavage du roc).

Tableau 3.1 Comparaison des images *Pléiades* et *RapidEye* dans le contexte de la cartographie des sédiments quaternaires et des éléments géomorphologiques.

		RapidEye	Pléiades
Unité lithologique	Till en couverture continue (Tc) et discontinue (Tm)	Principales caractéristiques d'identification avec les levés satellites : La couleur du sédiment et l'élévation par rapport au niveau marin	
		A petite échelle, les couleurs du till en couverture continue (brun-vertâtres) se différencient très bien du till en couverture mince et discontinue (beige-grisâtre)	- À petite échelle (1: 40 000 et plus), les teintes de couleurs entre les deux modèles contrastent moins fortement et sont ainsi moins facilement différenciables; - À grande échelle, les affleurements se discernent très bien du till mince et discontinu.
	Corridor Juxtaglaciaire (Gx) et épandage proglaciaire (Go et Gs)	Principales caractéristiques d'identification avec les levés satellites: Gx: La couleur du sédiment, la présence d'eskers, kettle, Kame et chenaux de fonte à proximité Go et Gs: La couleur du sédiment, sa proximité et son emplacement quant aux corridors juxtaglaciaires. Présence ou non de chenaux sinueux en surface	
		- À petite échelle, la couleur des dépôts sableux contraste fortement avec les unités lithologiques adjacentes. - Go et Gs : repérable à petite échelle par leur forme conique et leur teinte grisâtre ainsi qu'à leur emplacement à l'embouchure de chenaux fluvioglaciaires ou de canyons	Facilement repérable à toutes les échelles. La précision de l'image peut aider à définir la genèse du dépôt
Forme géomorphologique	Delta glaciomarin (MGd)	Principales caractéristiques d'identification avec les levés satellites: La forme conique de la formation, son altitude en rapport au niveau de la mer, sa position quant à d'anciennes lignes de rivages	
		Facilement repérable par leur forme conique et leurs teintes gris-beigâtre contrastant avec les formations adjacentes	Facilement observable à toutes les échelles où la grande résolution permet de bien percevoir le plateau de la forme ainsi la présence de blocs en surface
	Roc non différencié (R)	Principales caractéristiques d'identification avec les levés satellites: Présence de contraste entre la couleur grisâtre du roc avec son ombrage, le relief du terrain et son élévation par rapport au niveau marin	
		- Peut être confondu avec du till mince - Se distingue bien du till épais par la texture du grain de l'image et sa teinte gris foncée.	Facilement identifiable à petite échelle, y compris pour de petits affleurements isotés. La résolution accrue de l'image permet également les contacts entre deux lithologies.
Forme géomorphologique	Trainée morainique: Drumlin, crag-and-tail, drumlinoïde	Principales caractéristiques d'identification avec les levés satellites: Collines ovales ou allongées et généralement regroupées	
		Facilement identifiable, mais il est difficile d'établir la genèse de la forme (crag-and-tail vs. drumlin)	- À grande échelle, il est possible de distinguer la présence ou non d'affleurements à la tête de la forme allongée - Facilite le repérage de secteurs où il est possible de jumeler la prise d'échantillons avec des levés de marques d'érosion glaciaire - Périglaciaire : Repérage des sols polygonaux et ostioles, ce qui facilite l'échantillonnage du till
	Esker	Principales caractéristiques d'identification avec les levés satellites: Forme sinueuse caractéristique et associée aux corridors juxtaglaciaires	
	Se démarque facilement sur l'image à petite échelle où leur forme sinueuse contraste avec le till et le roc	Moins bien reconnaissable à petite échelle où les couleurs entre les différentes formations sont moins contrastées, ce qui complique l'identification des eskers	
	Paléorivage	Principales caractéristiques d'identification avec les levés satellites: La couleur du sédiment et la forme allongée et aplatie des plateaux sablonneux formant les rivages	
	Peu discernable à grande échelle dû au manque de résolution de l'image.	- Se repère facilement à grande échelle - La résolution accrue de l'image permet de suivre les anciennes lignes de rivage sur de longues distances	

Enfin, dans le contexte actuel des travaux de reconnaissance et de cartographie régionale des formations superficielles menés par le MERN, il semble que la résolution des images *RapidEye* qui couvrent l'ensemble du Nunavik présente de nombreux avantages pour combler les besoins et effectuer un travail de cartographie de qualité. De plus, la résolution des images *RapidEye* est également adéquate pour l'identification des formes telles que les plaines de till fuselées et les corridors d'eskers, qui forment souvent des secteurs privilégiés pour la planification des campagnes d'échantillonnage.

La grande précision des images de type *Pléiades* peut devenir avantageuse – voire essentielle – pour de projets détaillés portant sur des secteurs avec des superficies restreintes où l'on cherche à cibler des zones d'intérêts particuliers et qui requiert impérativement une cartographie de détail (1:10 000). Aussi, dans un contexte de cartographie du socle rocheux, la très grande résolution de ces images peut devenir un atout considérable quand vient le temps de repérer de petits affleurements isolés dans des secteurs à fort couvert sédimentaire.

Ainsi, le MERN pourrait considérer dans le futur l'achat de nouvelles images *Pléiades* dans certains secteurs clés, mais l'acquisition d'une couverture complète couvrant l'entièreté du Nunavik ne semble pas nécessaire dans le cadre de projets de cartographie régionale.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION DU PALÉO-COURANT DE GLACE DE PAYNE

La géologie glaciaire de la région d'étude est caractérisée par un regroupement de formes fuselées très allongées, confinées à l'intérieur d'un corridor relativement étroit. L'extension et la répartition de cet ensemble morphologique définit les limites du CGP. Ce chapitre présente les caractéristiques morphométriques et les contextes physiographique et géologique du CGP. De plus, des hypothèses sont présentées quant aux paramètres contrôlant son initiation et le cadre chronologique qui contraint son évolution. Enfin, les implications glaciodynamiques inhérentes aux événements glaciaires qui ont marqué la région sont discutées.

4.1 Morphologie du CGP

La longueur du CGP est d'environ 80 km et sa largeur varie de 33 km (secteurs amont et central) à 44 km (secteur aval). Les limites du CGP couvrent une superficie de 2 734 km². La limite nord du CGP est franche et est facilement observable sur les images satellitaires, tandis que la limite sud-est plus diffuse. Son orientation moyenne est de 75° N et suggère un écoulement de la glace en direction de la baie d'Ungava (tableau 4.1).

Tableau 4.1 Morphologie du CGP.

Courant de glace de Payne (CGP)		
Longueur (km)		80
Largeur (km)	Secteur Amont	33
	Secteur Central	33
	Secteur Aval	44
Périmètre (km)		326
Surface (km²)		1900
Orientation (°N)		75

L’empreinte morphologique du CGP peut être divisée en trois secteurs, soit les secteurs amont, central et aval (figure 4.1). Le secteur amont du CGP est caractérisé par une largeur relativement plus importante que dans le reste du corridor, mais également par une convergence des formes associées. Cette forme en goulot est typique des courants de glace et elle marque la limite de l’appel de glace engendré par l’activité et le drainage de la glace associé (Stokes *et al.*, 1999; Stokes et Clark, 2001). Vers l’est, le corridor s’amincit pour former le tronc du courant de glace (secteur central), tandis que son extension vers l’est s’étend jusqu’aux abords de la rivière Arnaud (au nord) et à la côte de la baie d’Ungava à l’est.

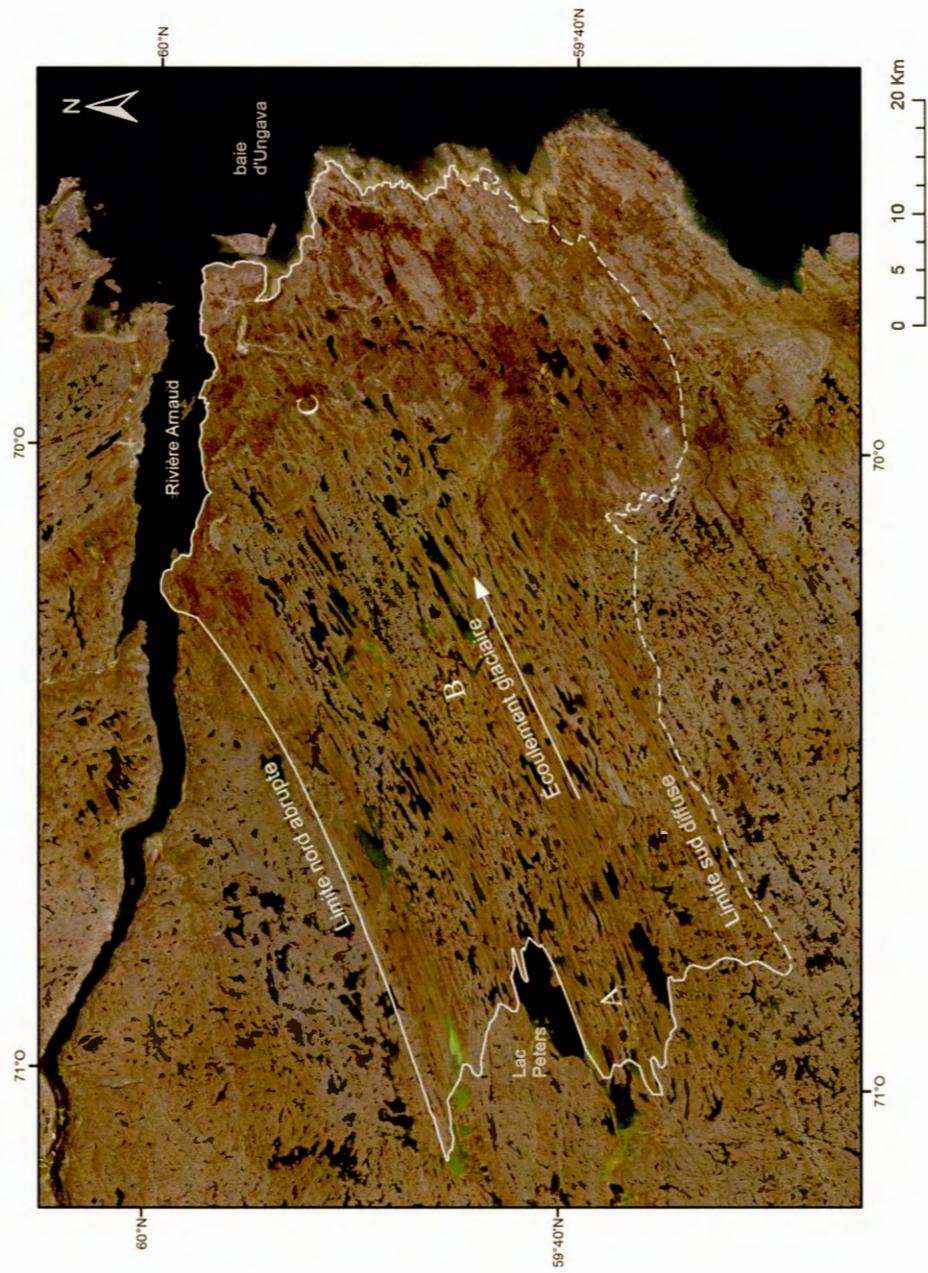


Figure 4.1 Localisation du courant de glace de Payne (CGP) et caractérisation de ses limites nord et sud avec l'appui d'images *RapidEye*.

4.2 Unités morphosédimentaires du CGP

La cartographie régionale des dépôts de surfaces effectuée par le MERN couvre en partie le CGP (Dubé-Loubert *et al.*, 2019) et a contribué à faire ressortir les éléments suivants (figure 4.2) :

- Plusieurs classes de tills (continu [Tc], discontinu ou mince [Tm], hummocky [Tb]) sont présentes dans le secteur amont du CGP et de nombreux affleurements rocheux bordent la limite sud-est de CGP;
- La partie amont est caractérisée par la présence de quelques crag-and-tails orienté E-O au contact avec certains dykes de gabbro paléoprotérozoïque.
- Le cœur du CGP est majoritairement composé de till fuselé (Ts), mis à part la présence d'un grand couloir présentant les caractéristiques d'un till bosselé (Tb);
- Les lacs sont fortement allongés et orientés dans le sens de l'écoulement glaciaire, c.-à-d. vers le nord-est;
- À l'exception du secteur amont, peu d'affleurements et de zones composées de till mince sont cartographiés à l'intérieur des limites du courant de glace;
- De grands ensembles de felsenmeer (Qf) sont présents en bordure de la limite nord, formant un contraste marqué avec les zones de till fuselé composant le CGP;
- Une zone comprenant les caractéristiques d'un till fuselé est également présente au nord de ces ensembles de felsenmeer.

- La limite sud du courant de glace est plutôt diffuse et est principalement caractérisée par des zones de till bosselé et de type hummocky, en plus de comprendre un grand corridor fluvioglaciaire. Quelques formes fuselées sont également observables plus au sud de la zone d'étude.
- Les couloirs fluvioglaciaires sont principalement orientés est-ouest dans le secteur amont et vers le nord-ouest dans le secteur aval du courant de glace;
- De grands ensembles deltaïques glaciomarins sont présents à l'embouchure de certains corridors fluvioglaciaires;
- Le secteur aval du CGP montre des zones remaniées par l'érosion littorale postglaciaire associée à l'incursion de la Mer d'Iberville (sables et argiles glaciomarins).

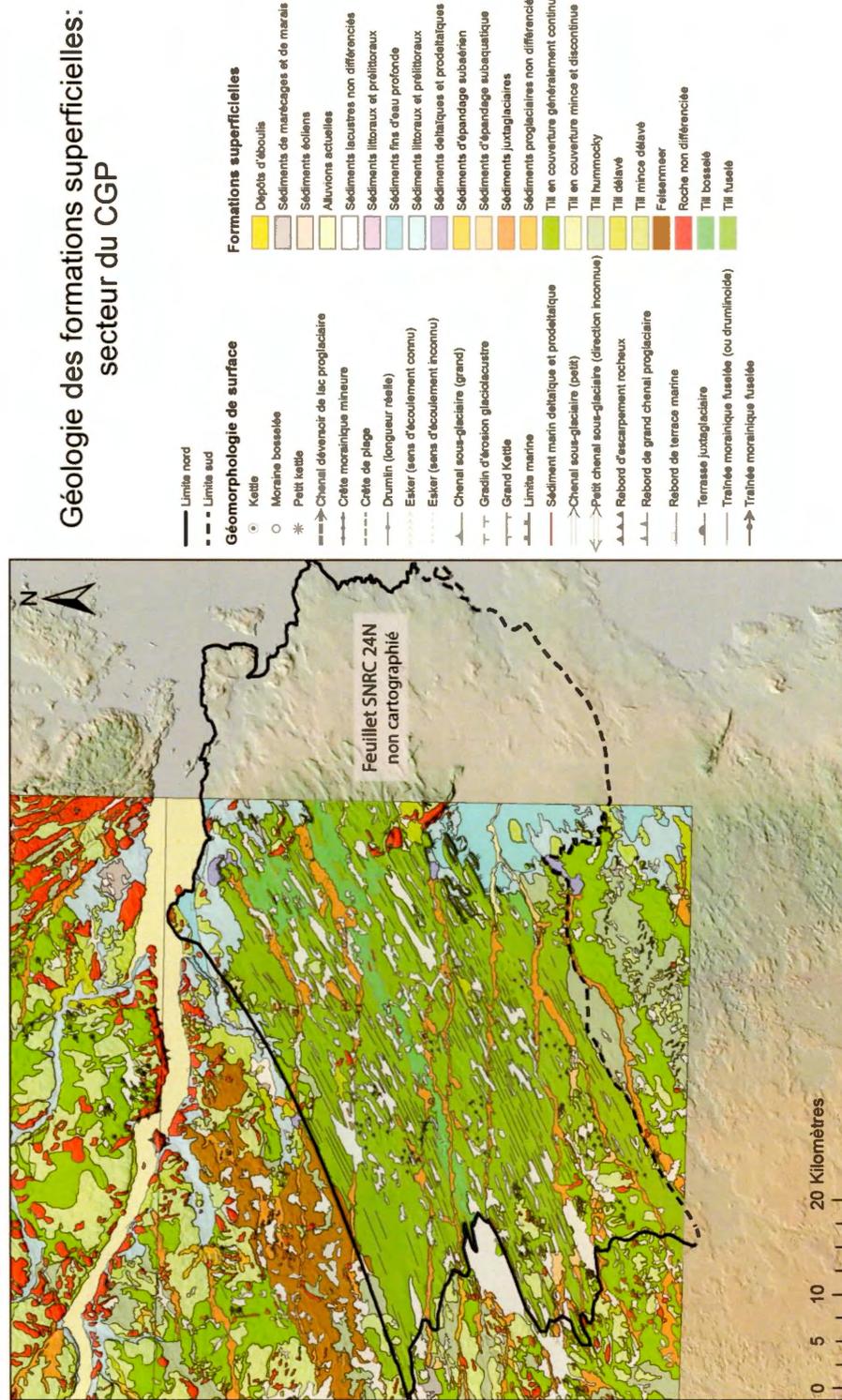


Figure 4.2 Cartographie des formations superficielles et de leur géomorphologie associées effectuée par Dubé-Loubert *et al.*, (2019) dans la région de Kangirsuk. La zone cartographiée englobe le secteur amont et central du CGP (feuillelet SNRC 24M).

4.3 Caractérisation des formes sous-glaciaires associées au CGP

4.3.1 Description des formes sous-glaciaires parallèles à l'écoulement glaciaire

Deux types de formes fuselées orientées parallèlement à l'écoulement glaciaire ont été cartographiées, soit les drumlinoïdes qui incluent les drumlins et les « *crag-and-tails* » et les MSGL (figure 4.3a). La présence de formes fuselées fortement allongées est indicatrice de la grande vitesse de la glace dans un secteur donné (King *et al.*, 2009; Stokes *et al.*, 2013). À titre d'exemple, les formes allongées cartographiées dans la zone centrale du courant de glace de Dubawnt, un des plus importants courants de glace ayant été actif au Wisconsinien tardif, excèdent généralement 10 km en longueur, avec une longueur maximale de 20 km. De plus, 23 % des formes documentées dans ce secteur ont un ratio d'élongation plus grand que 10:1 (Stokes *et al.*, 2013).

Il n'existe pas de consensus clair permettant de différencier sur des bases morphométriques les drumlinoïdes et les MSGL, si ce n'est que ces dernières sont plus allongées et ont un ratio d'élongation plus grand. Certaines études menées sur des champs de drumlins situés en Écosse et en Norvège ont conclu que les drumlins avaient un ratio d'élongation maximal de 7:1 (Rose, 1987). Stokes et Clark (1999) ont observé des ratios supérieurs à 10:1 pour des formes très allongées typiques aux courants de glace. La distinction entourant la nomenclature de ces différentes formes allongées est essentiellement basée sur des critères morphologiques (longueur, largeur, etc.), lesquels varient fort probablement en fonction de paramètres locaux tels que la nature (lithologie) du socle ou la topographie du soubassement rocheux. Quoiqu'il en soit, la présence de ces formes souligne une glace dynamique dont l'écoulement se faisait sous forte vitesse. Suite à l'analyse des dimensions des formes fuselées du CGP et leur disposition relative, il fut déterminé que les formes ayant un ratio supérieur à 7:1 seraient considérées comme des MSGL et que celles ayant un ratio inférieur seraient classées comme drumlinoïde.



Figure 4.3 (A) Champ de MSGL rectiligne témoignant de la vitesse accrue de la glace à l'intérieur des limites du CGP. Les formes ont un ratio d'élongation supérieur à 8 :1. (B) Photo prise à l'intérieur des limites du CGP distinguant les corridors de formes fuselées des corridors fluvioglaciaires et de moraines côtelées. Moraines côtelées superposées aux MSGL et drumlinoïdes. Représentation de ce phénomène sur les images *RapidEye* en (C) et sur le terrain en (D).

Les MSGL cartographiées ont une longueur moyenne de 3451 m et une largeur moyenne de 296 m. Leur ratio d'élongation moyen (longueur/largeur) est de 12. Les drumlinoïdes cartographiés sont de plus petite taille et leur longueur moyenne est de 1070 m et leur largeur moyenne de 256 m. Leur ratio d'élongation moyen est 4. La figure 4.4 met en relation le ratio d'élongation en fonction de la longueur de l'axe A pour chacune des formes allongées.

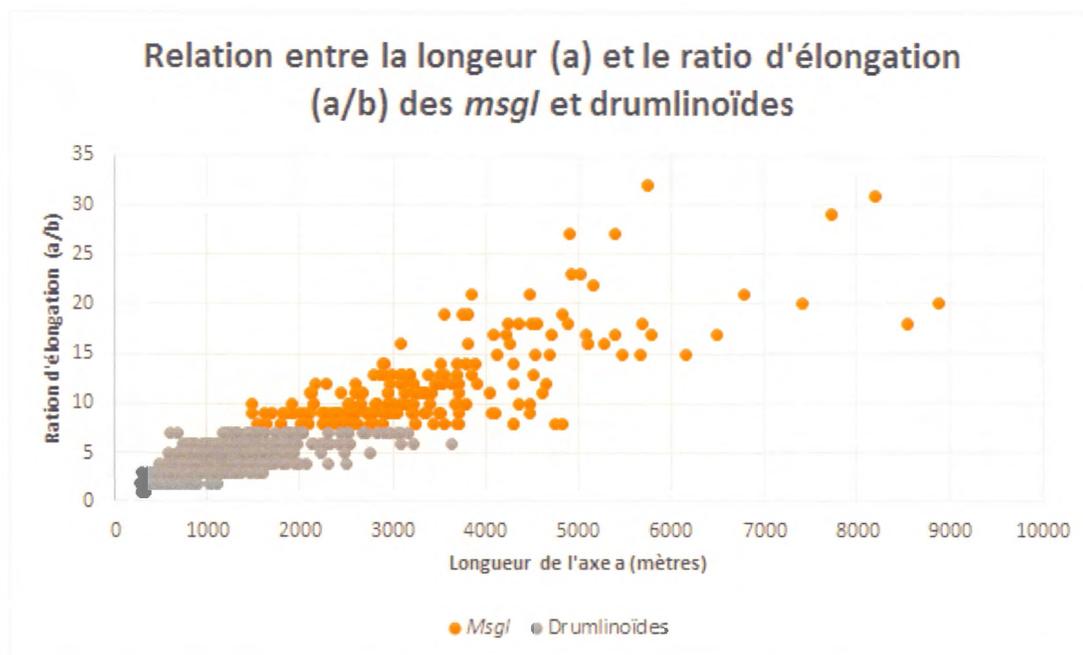


Figure 4.4 Relation entre la longueur (axe A) et le ratio d'élongation (axe A/axe B) des MSGL et drumlinoïdes.

L'orientation des deux types de formes est similaire, soit de 76° N pour les MSGL et de 75° N pour les drumlinoïdes. En interpolant les données (formes voisines les plus proches), il fut possible d'obtenir des informations statistiques sur le patron de distribution des formes fuselées à l'intérieur du CGP. Cette analyse démontre que les formes fuselées ne se retrouvent pas aléatoirement sur le territoire qu'englobe le CGP, mais plutôt qu'elles présentent un niveau d'agrégation (ou patron de répartition) statistiquement significatif (voir Annexe B). Les formes sont ainsi regroupées en amas, plutôt que dispersées uniformément au sein du courant de glace. Ces regroupements pourraient être attribuables aux variations topographiques dans le secteur du CGP (Stokes et al., 2007; 2013).

4.3.2 Description des formes sous-glaciaires perpendiculaires à l'écoulement glaciaire

Des formes sous-glaciaires mises en place perpendiculairement à l'écoulement massif associé au CGP sont présentes dans les secteurs où la glace semblait avoir moins de vitesse (figure 4.3b). Ces moraines côtelées, aussi connues sous le nom de moraines de Rogen, sont rapprochées les unes des autres (de 50 à 200 m de distance). Les amas qu'elles forment ont sensiblement la même orientation que les formes allongées à proximité (tableau 4.2). La présence de moraines côtelées à proximité de zones de till fuselé dans un contexte de courant de glace fut notée préalablement dans des travaux antérieurs et cette association semble avoir lieu dans des zones spécifiques du courant de glace, notamment à l'amont où il y a augmentation de la friction basale et à l'aval où il y a influence du drainage hydrographique lié au contact de la Mer d'Iberville avec la marge glaciaire (Dyke et Morris, 1988; Bouchard, 1989; Dyke *et al.*, 1992). À plus petite échelle, on en retrouve au centre du courant de glace, dans des secteurs restreints, ce qui suggère que la vitesse de la glace avait fortement diminué, probablement lors des phases finales de son activité (Stokes et Clark, 2003; Stokes *et al.*, 2006).

Au total, 632 drumlinoïdes, 196 « *Mega-scale glacial lineations* » (MSGSL) et 234 moraines de Rogen ont été cartographiées à l'intérieur des limites du CGP. Le tableau 4.2 met en relation les mesures d'orientation, de dimension ainsi que le ratio d'élongation pour ces trois types de formes retrouvées à l'intérieur du CGP.

Tableau 4.2 Caractérisation des formes sous-glaciaires comprises à l'intérieur des limites du CGP

Caractérisation des formes sous-glaciaires du CGP						
	Nombre de formes		Orientation (°N)	Longueur (m)	Largeur (m)	Ratio d'élongation (m)
Courant de glace de Payne (909 km²)						
<i>Msgl</i>	196	Minimum	71	1479	152	8
		Maximum	80	8877	634	32
		Moyenne	76	3451	296	12
Drumlinoïdes	632	Minimum	64	265	84	1
		Maximum	83	3636	586	7
		Moyenne	75	1070	256	4
Rogens	234	Minimum	278	98		
		Maximum	359	856		
		Moyenne	309	404		

De plus, on retrouve une alternance entre les corridors de till fuselé et de till bosselé dans le CGP. Le till bosselé comporte des amas de moraines côtelées à certains endroits qui définissent des polygones principalement orientés NW-SE. Les moraines de Rogen les mieux développées se retrouvent aussi dans le secteur aval. À certains endroits, il est possible d'observer la superposition de moraines de Rogen sur certaines formes allongées (figure 4.3c et d). La superposition de ces deux ensembles morphosédimentaires suggère des changements abrupts de la dynamique glaciaire dans le secteur d'étude (Stokes et Clark., 2007), tel qu'évoqué préalablement.

4.3.3 Formes et ensembles morphologiques associés à la déglaciation du secteur du CGP

Comme mentionnés dans la section 4.1, de longs corridors fluvio-glaciaires subparallèles traversent le secteur du CGP et indiquent un drainage massif des eaux de fonte vers la baie d'Ungava (figure 4.5). Ces corridors sont principalement composés de crêtes fluvio-glaciaires (eskers) en alternance avec des dépôts d'épandages subaquatiques et subaériens. Les eskers sont de faible amplitude, avec une hauteur moyenne de 5 à 10 m et une largeur moyenne de 15 à 20 m. Ces corridors plurikilométriques sont observables sur les photos satellitaires et ils s'étendent de la

côte jusqu'à l'intérieur de la péninsule d'Ungava. De par leur orientation, ces corridors fluvioglaciaires témoignent d'un retrait de la marge glaciaire de l'est vers l'ouest. Dans le secteur aval du courant de glace, les corridors sont orientés vers le NE et changent progressivement d'orientation pour devenir E-O au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la baie (vers le secteur amont).

Dans le secteur central et amont du CGP, les corridors fluvioglaciaires reposent en discordance sur les formes fuselées (figure 4.5). Dans le secteur aval, quelques corridors fluvioglaciaires se terminent par des épandages deltaïques au contact de la limite marine, démontrant ainsi que la Mer d'Iberville était en contact avec le front glaciaire. Certains de ces épandages marquent l'étendue maximale de l'invasion marine et d'autres sont situés quelques mètres en dessous, comme la plus grande construction deltaïque identifiée, située à proximité de la rivière Arnaud (MAR-04; figure 4.5 et 4.6). Les mesures d'élévation effectuées avec l'aide de GPS calibrés sur des bornes géodésiques indiquent que ce delta se situe à 122 m (figure 4.6).

Des crêtes de plages glaciomarines atteignent quant à elles en moyenne 135 m d'élévation (MAR-01-02-03; figures 4.5 et 4.6). Elles sont également interprétées comme marquant l'élévation maximale de la limite marine dans les secteurs à l'ouest de la baie d'Ungava. Ces mesures d'élévations sont cohérentes avec celles recueillies préalablement dans la zone d'étude par Gangloff (1976) et Gray *et al.*, (1993) (figure 4.5).

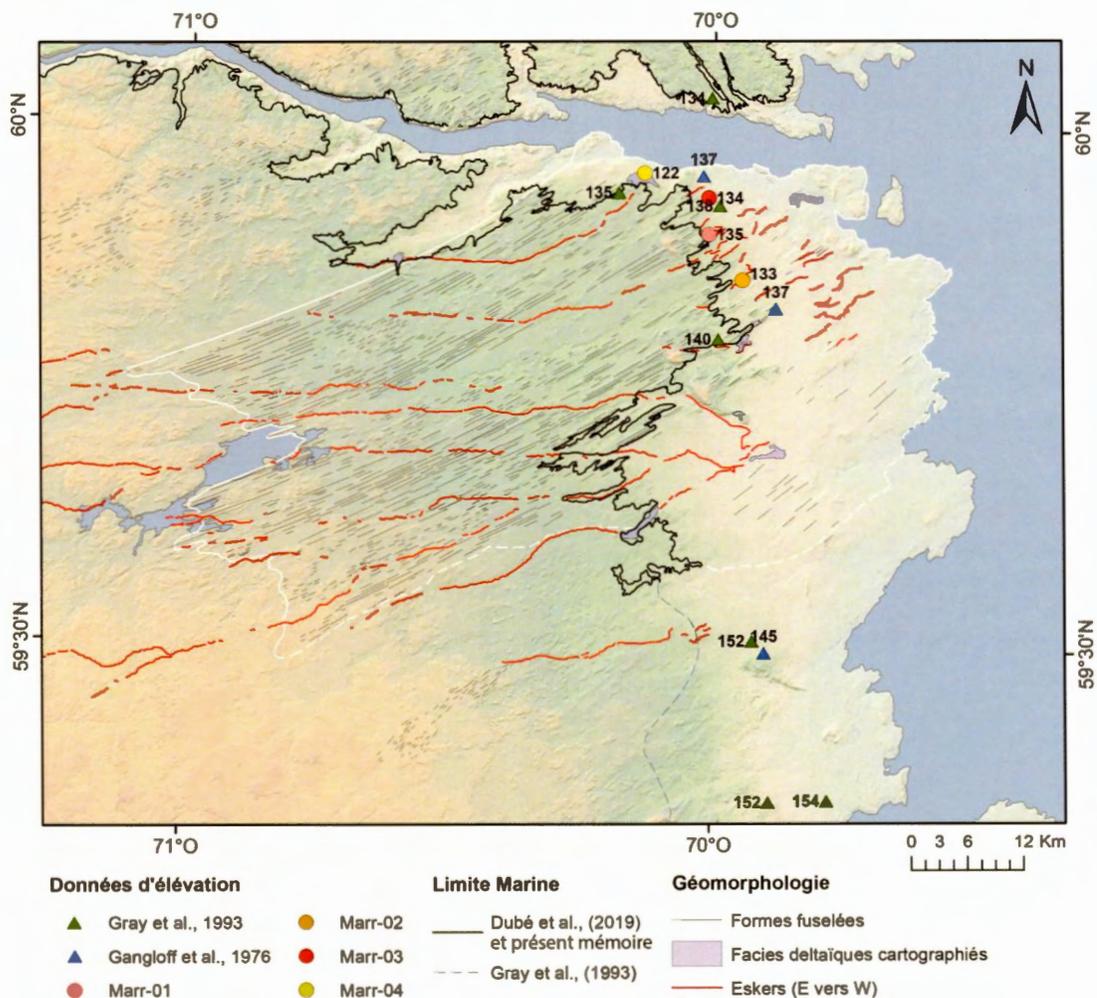


Figure 4.5 Formes et mesures d'élévation associées à la déglaciation du secteur du CGP (superposées à un modèle d'élévation numérique). Les eskers orientés E-O, en discordance avec les formes fuselées, sont en association avec quelques deltas glaciomarins. Ces deltas marquent à plusieurs endroits l'élévation de l'invasion de la Mer d'Iberville. Une dizaine de mesures d'élévation furent effectuées lors de travaux antérieurs (Gray *et al.*, 1993; Gangloff *et al.*, 1976) et lors des travaux de terrain du MERN (Marr-01 à 04).



Figure 4.6 Photographies éloignée (A) et rapprochée (B) de crêtes de plages glaciomarines (MAR-01-02) et de deltas glaciomarins (MAR-03-04) présents à l'intérieur des limites du CGP.

4.3.4 Division de l'aire du CGP en différents secteurs

Le CGP peut être divisé en quatre ensembles ou secteurs en fonction de caractéristiques géomorphologiques, c.-à-d. les types et dimensions des formes de terrain, lesquels peuvent être interprétés comme des indicateurs de variations de la vitesse de la glace au sein du CGP (figure 4.7). Les différents secteurs furent délimités selon le parallélisme entre les différentes formes, leur proximité et la similarité de leurs caractéristiques morphométriques.

On retrouve ainsi : 1) des secteurs marqués par des formes fortement allongées et parallèles à l'écoulement glaciaire (MSGL et drumlinoïdes) qui témoignent d'une vitesse glaciaire soutenue; 2) des secteurs avec des drumlinoïdes de taille moyenne et variable reflétant une vitesse moyenne; 3) des secteurs marqués par des champs de moraines côtelées (moraines de Rogen), perpendiculaires à l'écoulement glaciaire, suggérant une faible vitesse (figure 4.7); et 4) une proportion considérable des formes fuselées situées près des côtes présentant un degré de modification variable en lien avec l'incursion de la Mer d'Iberville. À ces endroits, quelques formes allongées sont encore distinguables, mais la majorité du matériel glaciaire fut complètement lessivé ou fortement remanié par l'action répétitive des vagues.

De plus, les regroupements de formes fuselées dans la région ne sont pas exclusifs aux limites du CGP. Au total, quatre champs de drumlinoïdes furent recensés à proximité du territoire couvert par le CGP (figure 4.7), soit deux situés de part et d'autre du Synclinal de Roberts (secteurs A et B) au nord de la rivière Arnaud, et deux autres plus petits situés au sud de la rivière (secteurs C et D). De ces sous-zones, les plus importantes en terme de superficie et d'enregistrement morphologique sont les champs A et B. Quelques MSGL ont été répertoriés dans les secteurs A, B et C, mais la très grande majorité des formes cartographiées ont un ratio d'élongation inférieur à 7:1.

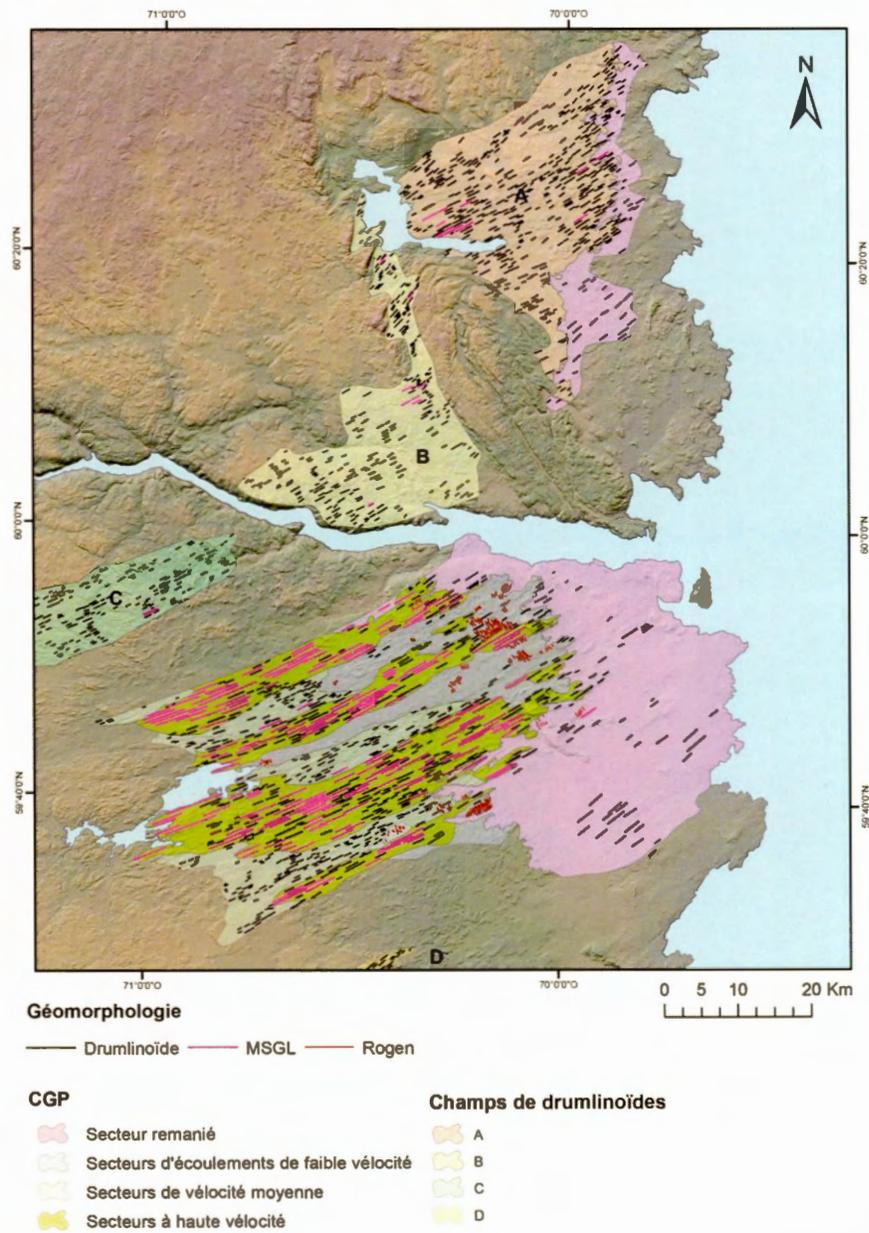


Figure 4.7 Les différentes formes géomorphologiques (drumlinoïdes, MSGL et Rogen) témoignent des variations dans la dynamique sous-glaciaire du CGP. Leur cartographie a permis de subdiviser le CGP en différents secteurs variant selon la vitesse d'écoulement de la glace (haute vitesse à faible). Les formes fuselées cartographiées en périphérie du CGP ont été regroupées en champs (champs de drumlinoïdes A à D).

Le tableau 4.3 met en relation le nombre de formes recensées, leur orientation, leurs dimensions et leur ratio moyen pour chaque secteur. L'orientation moyenne des formes fuselées varie considérablement entre les différents secteurs cartographiés. Les formes comprises dans le secteur A ont une orientation très similaire à celles du CGP, soit de 73° N. Les formes du secteur B, bordant la limite ouest du Synclinal de Roberts, ont une orientation moyenne de 54° N et changent graduellement d'orientation en se rapprochant du Synclinal, qui semble avoir agi comme obstacle topographique, déviant l'écoulement glaciaire régional vers le NE. Les formes du secteur C ont une orientation moyenne de 64° N, tandis que celles du secteur D sont orientées vers 47° N.

Tableau 4.3 Caractérisation des formes sous-glaciaires comprises dans les champs de drumlinoïdes situés en périphérie au CGP.

Caractérisation des formes sous-glaciaires avoisinants le CGP						
	Nombre de formes		Orientation (°N)	Longueur (m)	Largeur (m)	Ratio d'élongation (m)
Champ de drumlinoïdes A (868 km²)						
<i>Msgl</i>	10	Minimum	67	1334	155	8
		Maximum	76	3853	486	19
		Moyenne	73	2409	243	10
Drumlinoïdes	467	Minimum	43	247	123	2
		Maximum	81	2590	433	7
		Moyenne	72	888	235	4
Champ de drumlinoïdes B (497 km²)						
<i>Msgl</i>	8	Minimum	37	781	99	8
		Maximum	64	1634	177	10
		Moyenne	56	1273	148	9
Drumlinoïdes	257	Minimum	32	256	85	1
		Maximum	71	1834	423	7
		Moyenne	54	682	190	4
Champ de drumlinoïdes C (390 km²)						
<i>Msgl</i>	5	Minimum	64	528	63	8
		Maximum	66	1855	208	11
		Moyenne	65	1223	134	9
Drumlinoïdes	251	Minimum	53	147	59	1
		Maximum	73	1652	336	7
		Moyenne	64	644	178	4
Champ de drumlinoïdes D (51 km²)						
Drumlinoïdes	73	Minimum	34	211	56	1
		Maximum	57	1426	228	7
		Moyenne	47	581	169	3

4.4 Marques d'érosion glaciaire et chronologie relative déterminée dans l'axe du CGP

Lors de la campagne de terrain effectuée pour le MERN en 2017 qui a permis la collecte de données pour ce projet de maîtrise, environ 150 mesures de stries ont été prises suite à un recensement systématique entrepris de part et d'autre de la rivière Arnaud (figure 4.8). Le mouvement principal dans le secteur est grossièrement orienté vers le NE, c.-à-d. vers la baie d'Ungava, bien que de légères variations ont été documentées dans l'orientation de ce mouvement à travers le territoire. De manière générale, le mouvement dominant semble être en accord avec l'orientation des formes fuselées. Une vingtaine de recoupements furent identifiés, notamment dans le secteur de la Fosse du Labrador (Synclinal de Roberts) où le socle rocheux est composé des roches mafiques à texture fine (voir section 3.2). Quelques recoupements furent également observés sur les roches gneissiques de la Sous-province de Minto, mais de manière générale, l'altération postglaciaire complique la préservation des stries sur ces surfaces rocheuses de texture plus grossière. Très peu de stries furent relevées dans le secteur nord-ouest de la zone d'étude où la présence d'importants felsenmeer et la dominance des roches gneissiques limitent l'observation des marques d'érosion. Néanmoins, les stries répertoriées dans ce secteur documentent un mouvement orienté vers 56° N.

Les familles de stries et relations de recoupement dans le secteur nord-est, qui inclue le secteur du lac Roberts (section 3.2), soulignent une réorientation horaire des mouvements glaciaires. Quatre sites d'observation à l'extrémité nord-est de la Fosse du Labrador exposent un mouvement plus ancien orienté vers 30° N. Ce dernier est recoupé à quelques endroits par un mouvement orienté vers 40° N et qui est lui-même recoupé par le mouvement dominant orienté entre 50° N et 70° N. Ces mouvements tardifs se recoupent également, indiquant une légère déflexion vers l'est des mouvements tardiglaciaires (Dubé-Loubert *et al.*, 2019). En dehors des collines

formant le Synclinal de Roberts, le mouvement dominant (50° N à 70° N) recoupe à quelques endroits un des mouvements plus anciens d'orientation 40° N. Enfin, un dernier mouvement orienté vers l'est (84° N) a également été observé dans la portion sud de la Fosse du Labrador. Aucun recoupement ne fut répertorié sur cet affleurement.

Le secteur sud-ouest est caractérisé par un mouvement dominant principalement orienté entre 65° N et 75° N. Le mouvement vers l'est (80° N à 92° N) mentionné ci-haut a été documenté sur quatre affleurements dans ce secteur, et il est recoupé par le mouvement dominant sur deux de ces sites, indiquant ainsi une réorganisation antihoraire des mouvements glaciaires dans cette zone.

Le fort couvert quaternaire dans le secteur sud-est, qui renferme en grande partie le CGP, limite le nombre de sites d'observation de stries glaciaires. La plupart des affleurements identifiés se situent à proximité des limites externes du CGP et les stries répertoriées exhibent un mouvement dominant orienté en moyenne vers 66° N.

En somme, le mouvement principal répertorié sur l'ensemble de la zone d'étude est grossièrement orienté vers le NE et constitue le mouvement le plus tardif observé. On note toute fois que l'orientation de ce mouvement varie considérablement au sein de la zone d'étude, allant de 50° N dans le secteur nord-ouest, à 70° N dans le secteur sud-est de la zone d'étude.

Les recoupements entre ce mouvement principal et les mouvements glaciaires plus anciens indiquent une réorganisation antihoraire des mouvements glaciaires dans le secteur SO et horaire dans le secteur NE (figure 4.8). Ces différences pourraient s'expliquer par une influence de la physiographie régionale, notamment la présence de la dépression importante partiellement comblée et aujourd'hui occupée par la rivière Arnaud. L'épaisseur de la marge glaciaire était fort probablement diminuée au cours de la déglaciation, la rendant plus susceptible d'être affectée par les variations

topographiques locales, dont la rivière Arnaud et le Synclinal de Roberts (voir section 3.2). Ainsi, au nord de la rivière Arnaud, la glace se serait réorientée progressivement vers le sud et inversement pour le secteur du CGP situé au sud de la rivière. Les importantes variations entre les mouvements tardifs (50° à 70° N) pourraient également être causées par des obstacles topographiques locaux.

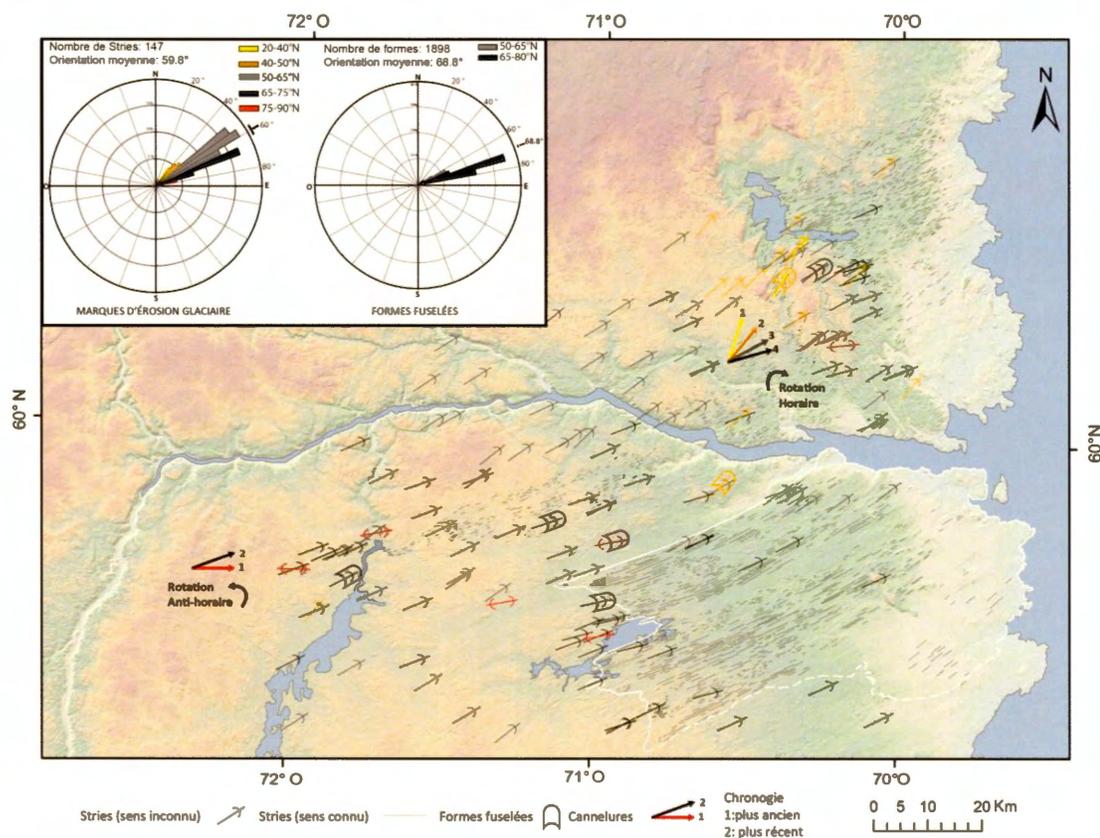


Figure 4.8 Chronologie relative des différents écoulements glaciaires dans le secteur ouest de la baie d'Ungava. Recensement des marques d'érosion glaciaire (stries, cannelures et broutures) superposées aux formes fuselées cartographiées.

4.5 Cadre chronologique de la mise en place du CGP

Contraindre l'âge ou la période d'activité d'un courant de glace repose en grande partie sur l'intégration de différentes données géochronologiques. Pour le secteur Labrador de l'Inlandsis laurentidien, la plupart des données géochronologiques sont associées à la déglaciation finale et plus particulièrement à des âges radiocarbone associés à l'invasion marine postglaciaire. La venue de la méthode de datation de surfaces à l'aide d'isotopes cosmogéniques (Gosse et Phillips, 2001) devrait éventuellement permettre de mieux contraindre les événements de crue glaciaires, mais aussi d'autres étapes de la déglaciation.

Dans le nord du Québec, cette méthode s'est avérée utile dans la reconstruction paléogéographique d'anciens lacs glaciaires (Godbout *et al.*, 2017; Dubé-Loubert *et al.*, 2018), ainsi que pour la datation de complexes morainiques associés au retrait de la marge glaciaire de l'Inlandsis laurentidien (Clark *et al.*, 2003; Ullman *et al.*, 2016). L'utilisation de cette technique sur des affleurements compris au sein du CGP pourrait éventuellement permettre d'obtenir un âge indiquant le moment où la glace s'est retirée du territoire d'étude. Cette information est déjà partiellement disponible via des datations ^{14}C sur des coquilles marines effectuées à la fin des années 1970 pour contraindre l'invasion de la Mer d'Iberville (Blake, 1976; Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1983; 1987). Ces âges ont aussi été utilisés afin de définir des isochrones de retrait dans une reconstruction paléogéographique de l'Inlandsis laurentidien (Dyke, 2004; figure 4.9). À l'intérieur des limites du CGP, les travaux de Gray *et al.*, (1980) ont permis d'établir un âge minimal à l'invasion marine à $6\,990 \pm 150$ BP ($7\,360 \pm 170$ ka cal BP, Dubé-Loubert *et al.*, 2019). La transgression marine dans la zone d'étude s'étant déroulée après la formation du CGP (section 4.3.3), cette date permet d'obtenir un âge minimal pour l'activité du courant de glace.

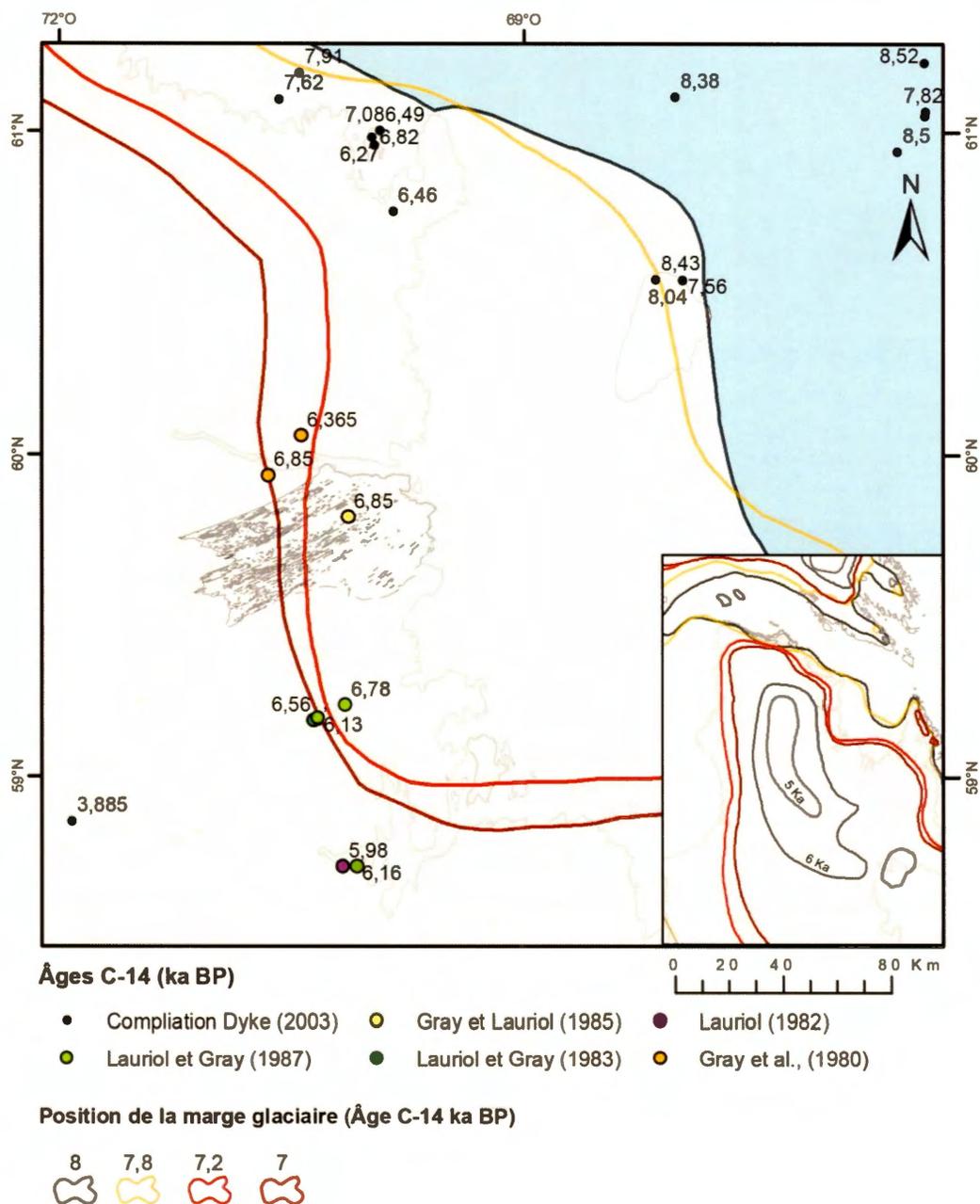


Figure 4.9 Chronologie de la déglaciation de la côte ouest de la baie d'Ungava appuyée par la datation au radiocarbone de coquilles marines (Gray *et al.*, 1980; Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1983; Gray et Lauriol, 1985, Lauriol et Gray, 1987; Dyke, 2004). La compilation de ces données ponctuelles ont permis d'établir des isochrones positionnant le recul de la marge glaciaire en fonction du temps (Dyke, 2004).

L'âge maximal du CGP est quant à lui plus difficile à déterminer. Les mouvements antérieurs E-O répertoriés dans la partie ouest de la zone d'étude ainsi que les relations de recoupement avec les mouvements inhérents au CGP (50-60° N) permettent d'amener certaines contraintes chronologiques relatives. En effet, les mouvements E-O anciens peuvent être corrélés à l'activité de la ligne de partage glaciaire de Payne durant ou tout juste après le dernier maximum glaciaire. Partant de cette hypothèse, les recouvrements suggèrent donc que les mouvements associés au CGP sont forcément post-LGM. De plus, l'empreinte morphologique du CGP ne présente pas d'évidence de déformation issue d'un mouvement glaciaire subséquent et l'orientation des formes fuselées est en accord avec les familles de stries les plus récentes (section 4.4). Ces éléments renforcent l'idée que l'empreinte morphologique du CGP représente un des derniers événements glaciaires dans le secteur.

Les similitudes dans l'orientation moyenne des formes fuselées recensées en dehors et à l'intérieur du courant de glace permettent de supposer que leurs mises en place furent synchrones. Bien que ces essais ne comprennent pas de MSGL, les formes fuselées de même orientation sont potentiellement associées au même événement de crue glaciaire et représentent fort probablement un réseau anastomosé de corridors mineurs de courants de glace en périphérie d'un corridor principal. D'ailleurs, tel que décrit précédemment, l'extension du CGP et sa limite sud est diffuse et difficile à identifier. La continuité vers le sud du CGP et le caractère distinct du champ D (figure 4.7; tableau 4.3) pourraient peut être représenté un artefact associé à des processus de remaniement secondaires (Mer d'Iberville ou corridor fluvioglaciaire) ayant individualisé chacun de ces essais.

Les collines associées au Synclinal de Roberts semblent avoir affecté l'écoulement glaciaire au nord de la vallée de la rivière Arnaud (Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1987). En effet, les formes fuselées, tout comme les marques d'érosion glaciaire,

ont enregistré une déflexion des écoulements à proximité ou au contact du synclinal. Pour qu'un tel contrôle par la topographie locale s'effectue, la glace doit être suffisamment mince, indiquant que les formes autour du Synclinal de Roberts, tout comme celles du CGP, se sont déposées tardivement durant la déglaciation.

Cette chronologie relative peut être raffinée par d'autres indices morphologiques. En effet, le patron de déglaciation dans le secteur amont du CGP (figure 4.5) montre que les corridors d'eskers sur le territoire ne sont pas parallèles aux formes fuselées, indiquant que l'activité de ce courant de glace a précédé le retrait final de la glace sur le territoire. Cette discordance suggère que la géométrie de la calotte a changé entre la mise en place des formes fuselées et le retrait final de la glace du territoire, soulignant de ce fait la réorganisation de la marge glaciaire lors de son retrait. En résumé, l'ensemble des observations présentées suggère que le CGP fut actif pour une courte période de temps, probablement durant les derniers stades de la glaciation ou tout juste avant le retrait final de la marge.

Dans le contexte régional, les derniers épisodes d'avancées glaciaires importantes dans les secteurs de la baie d'Ungava et du détroit d'Hudson sont les événements de *Gold Cove* (9,9 à 9,6 ka BP; 11,4 à 10,9 ka cal BP) et de *Noble Inlet* (8,8 à 8,4 ka BP; 10,0 à 9,3 ka cal BP) (Kaufman *et al.*, 1993; Andrews *et al.*, 1995; Manley, 1995; Stravers *et al.*, 1995; Jennings *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 1998; Veillette *et al.*, 1999; Manley et Miller, 2001). À deux reprises pendant la déglaciation, des nappes glaciaires issues du centre de Québec-Labrador auraient traversé la baie d'Ungava et le détroit d'Hudson pour atteindre les secteurs sud-est de l'île de Baffin (figure 4.10). Le modelé glaciaire au sud de la baie d'Ungava et qui montre des écoulements convergeant vers la baie pourrait donc témoigner des événements de *Gold Cove* et *Noble Inlet* (Veillette *et al.*, 1999; Clark *et al.*, 2000; Jansson *et al.*, 2003; Margold *et al.*, 2015a; b; 2018). Plusieurs noms furent attribués à ces groupes de formes, les plus récurrents étant les termes

Ungava Bay Fan 1 (Gold Cove) et Fan 2 (Noble Inlet) (Jansson et al., 2003; Margold, 2015a et b; 2018) (figure 4.10d).

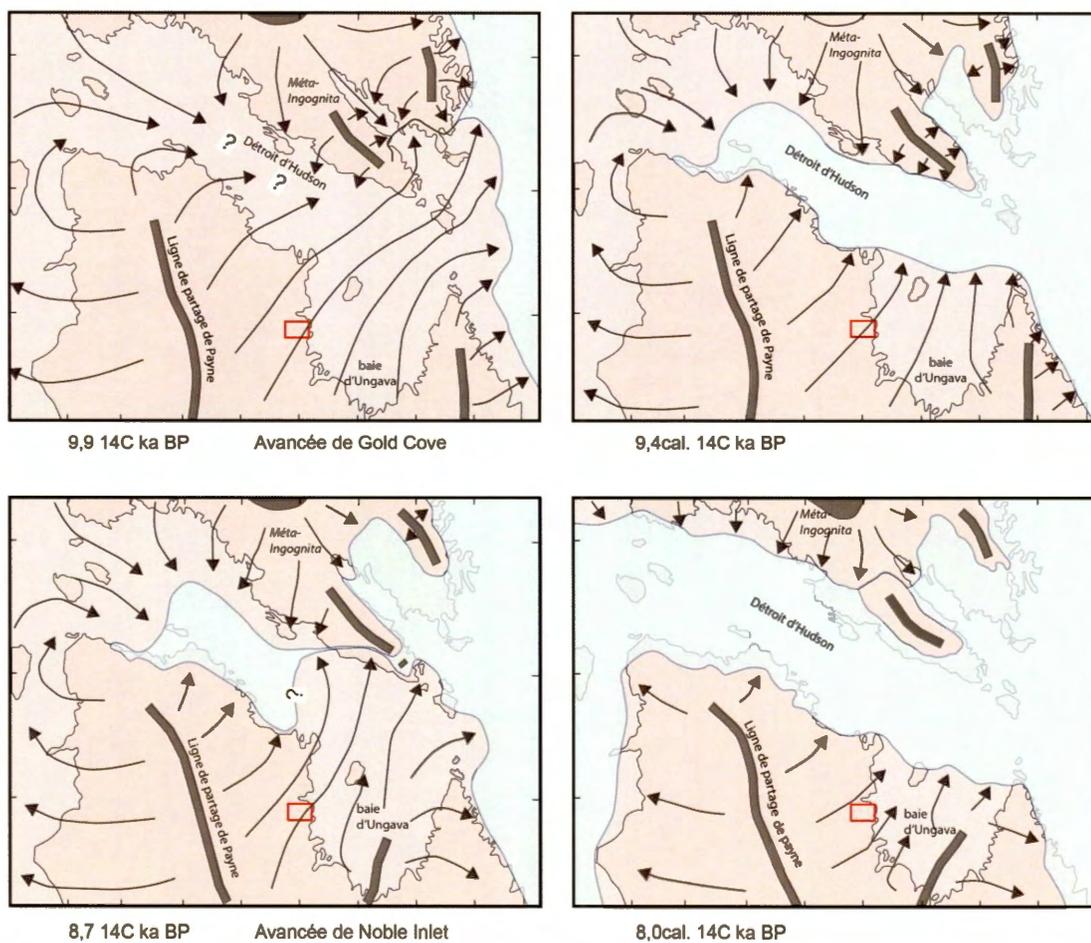


Figure 4.10 Dernières avancées glaciaires dans la région du détroit d'Hudson et de la baie d'Ungava. L'interprétation de ces récurrences glaciaires est basée sur des mesures de marques d'érosion glaciaires, la datation au radiocarbone de coquilles marines et de la position de moraines de contact glaciaires. Modifié de Manley et Miller (2001).

Appuyés par la chronologie de déglaciation de Dyke (2004) et Stokes *et al.* (2016a), les travaux de Margold *et al.* (2018) apportent une chronologie relative à l'activité du CGP (figure 4.11). Selon ces derniers, l'estimation la plus probable de la période d'activité du CGP aurait été de 8,0 ka BP à 7,6 ka BP. Le CGP aurait donc été actif pendant une très courte période (400 ans) et se serait mis en place pendant la déglaciation progressive de la baie d'Ungava, après les évènements de *Gold Cove* et *Noble Inlet* (figure 4.10d et 4.11). Toutefois, les auteurs mentionnent que le CGP aurait pu être actif au même moment que l'*Ungava Bay Fan 2*. De plus, ils notent que le manque substantiel de données géochronologiques dans le secteur entourant le CGP ne permet pas de déterminer un âge avec une grande certitude.

De plus, des études indiquent que la marge glaciaire de la calotte laurentidienne s'étendait jusqu'aux côtes de la baie d'Ungava vers 8,0 ka BP, malgré que celle-ci était encore en grande partie recouverte par de la glace de mer jusqu'à la hauteur de l'île d'Akpatok au nord de la baie (Gray *et al.*, 1997; Lauriol et Gray, 1997; Gray 2001; Manley et Miller, 2001). L'échantillonnage de sédiments quaternaires au sud-est de l'île, combinée avec l'analyse de profils sismiques à haute résolution ont également permis de mettre en évidence la présence de crêtes allongées vers le NE et recouverts de dépôts glaciomarins (Maclean, 2001; Maclean *et al.* 2001). Cependant, il n'est pas encore possible à ce jour d'associer la déposition de ces formes à celles du CGP, bien qu'elles soient également orientées vers le NE.

L'ensemble de ces résultats et considérations régionales combinés aux données et observations de cette étude suggère que le CGP était fort probablement actif au tardi-glaciaire et ce, jusqu'au début de la déglaciation finale marquée par l'incursion de la Mer d'Iberville. De plus amples travaux seront nécessaires afin de mieux contraindre l'évolution du CGP, ainsi que des autres courants de glaces actifs ayant marqué l'histoire glaciaire du secteur Labrador de l'Inlandsis laurentidien.

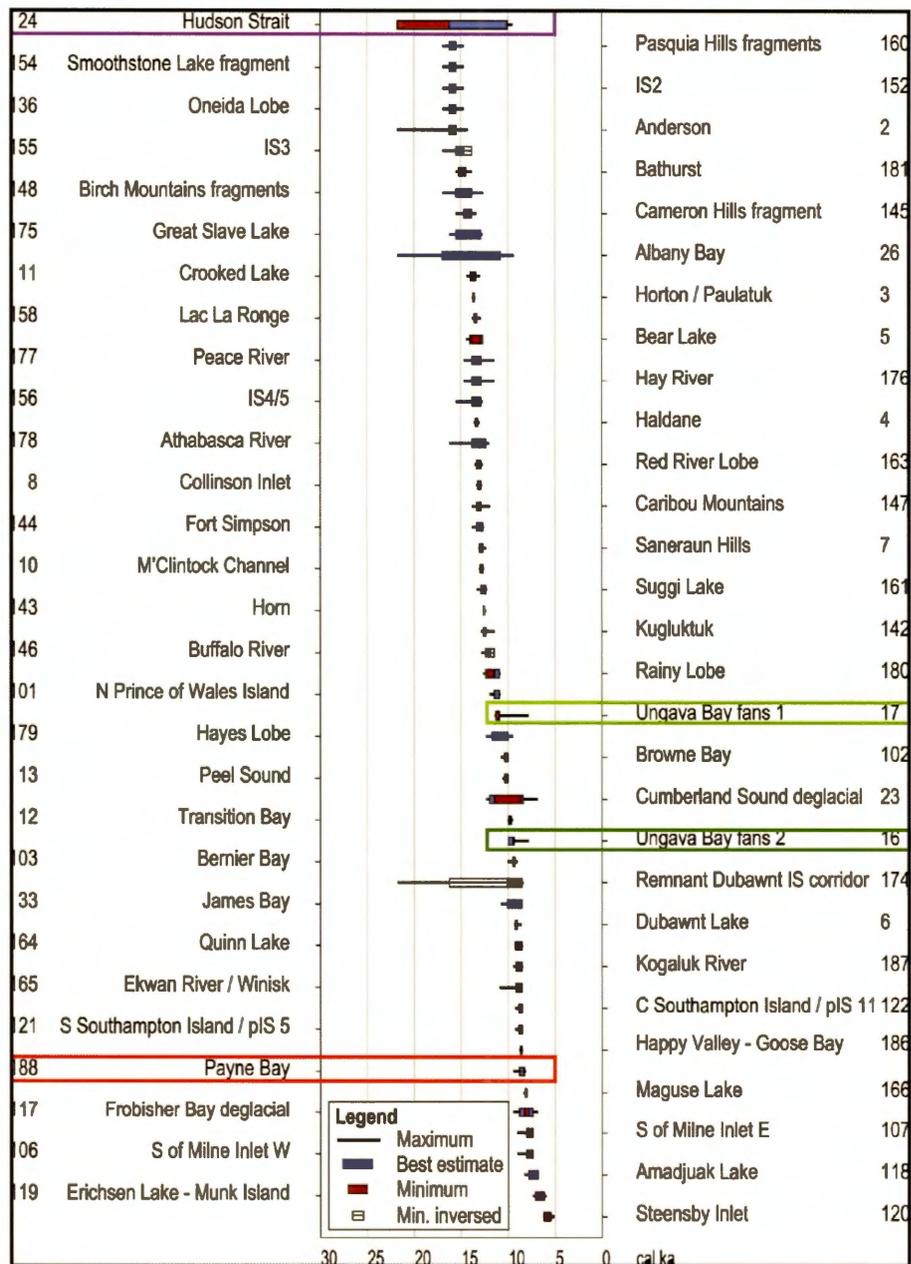


Figure 4.11 Cadre chronologique des différents courants de glaces recensés par Margold *et al.*, (2018). Cette séquence permet de bien visualiser la ligne temporelle où les courants de glace furent actifs. Selon la chronologie établie par les auteurs, le CGP (Payne Bay, #188) se serait mis en place plus tardivement que les formes recensées dans le secteur sud de la baie d'Ungava et associées avec l'avancée glaciaire de *Gold Cove* (Ungava Bay fan 1, #17) et de *Noble Inlet* (Ungava Bay fan 2, #16).

4.6 Paramètres d'initiation du CGP

Les courants de glaces ne sont généralement pas confinés dans une dépression du socle rocheux, mais plutôt circonscrits par de la glace se déplaçant plus lentement ou encore peu active, voir même gelée à sa base (Stokes et Clark, 2001). À ce jour, aucun mécanisme précis ne permet d'expliquer l'emplacement même du CGP. Des études antérieures montrent que plusieurs paramètres de contrôle doivent être considérés afin de pleinement expliquer l'initiation d'un courant de glace à une localisation donnée. En général, la topographie locale, la présence d'un matériel meuble en surface, la nature du substratum rocheux, la variabilité géothermique sous la glace, un appel de glace occasionné par la présence d'un plan d'eau marin ou lacustre ou le drainage des eaux de fonte sous-glaciaires sont tous des paramètres, qui couplées avec la présence d'eau à la base du glacier, peuvent initier la formation d'un courant de glace (Stokes et Clark, 2001; Winsborrow *et al.*, 2010). Dans le cas du CGP, le contrôle topographique, la nature géologique du substratum, ainsi qu'un appel de glace suite à l'invasion marine dans la baie d'Ungava semblent être les paramètres les plus probables ayant contribué à son initiation.

4.6.1 Contrôle topographique

Comme mentionné précédemment, le CGP fut probablement actif durant le tardi-wisconsinien et lors du début de la déglaciation du secteur ouest de la baie d'Ungava alors que l'écoulement glaciaire était en partie contrôlé par la topographie locale. L'analyse des variations topographiques à l'aide d'un modèle d'élévation numérique (DEM) montre que le CGP est localisé au-dessus d'une dépression (cuvette) topographique montrant une diminution graduelle de l'élévation de l'ouest (lac Peters) vers l'est d'environ 250 m (baie d'Ungava) (figure 4.12). La canalisation de la glace dans des creux topographiques favorise une augmentation de la vitesse de la glace et le maintien d'un écoulement constant (Winsborrow *et al.*, 2010). Les collines formant

le Synclinal de Roberts au nord de la rivière Arnaud (275 m), tout comme celles des monts Qarqaaluit (326 m) situés à l'ouest de la baie d'Aupaluk auraient pu constituer des points d'ancrage, contraignant la glace à s'écouler entre ces deux zones (figure 4.12).

4.6.2 Contrôle géologique

Outre le contrôle topographique, la nature du substratum rocheux est souvent considérée comme étant un facteur important dans le développement de courants de glace (Clark, 1994; Marshal *et al.*, 1996; Bell *et al.*, 1998; O'Cofaigh *et al.*, 2002, Windsborrow *et al.*, 2010). En théorie, la présence de roches sédimentaires friables et facilement déformables facilite la production d'un till à grains fins. La nature de ce till favorise la déformation du sédiment sous-glaciaire, un mécanisme qui atténue la résistance à la base du glacier et favorise la formation de longues formes allongées. Les roches cristallines, comme celles composant le socle du Bouclier Canadien, sont moins propices à la formation de tills déformables et augmentent la friction entre la glace et le substratum rocheux. Bien qu'un socle rocheux non cristallin favorise l'écoulement rapide de la glace, ce paramètre n'est pas impératif à la formation de courants de glaces, comme le démontre l'imposant Courant de glace de Dubawnt Lake qui s'est mis en place sur les roches du Bouclier Canadien (Stokes et Clark, 2003).

Le socle rocheux sous le CGP est aussi majoritairement composé de roches cristallines appartenant à la Province du Supérieur, mis à part dans le secteur aval du courant de glace où il y a présence de roches métasédimentaires et métavolcaniques de la Province du Churchill (figure 1.2). Contrairement au Synclinal de Roberts, le couvert important présent au cœur du CGP vient atténuer la présence des roches de la Fosse du Labrador. Il est probable que ce substratum facilement déformable ait contribué et accentué la vitesse de l'écoulement glaciaire dans le secteur aval du CGP ou du moins contribué

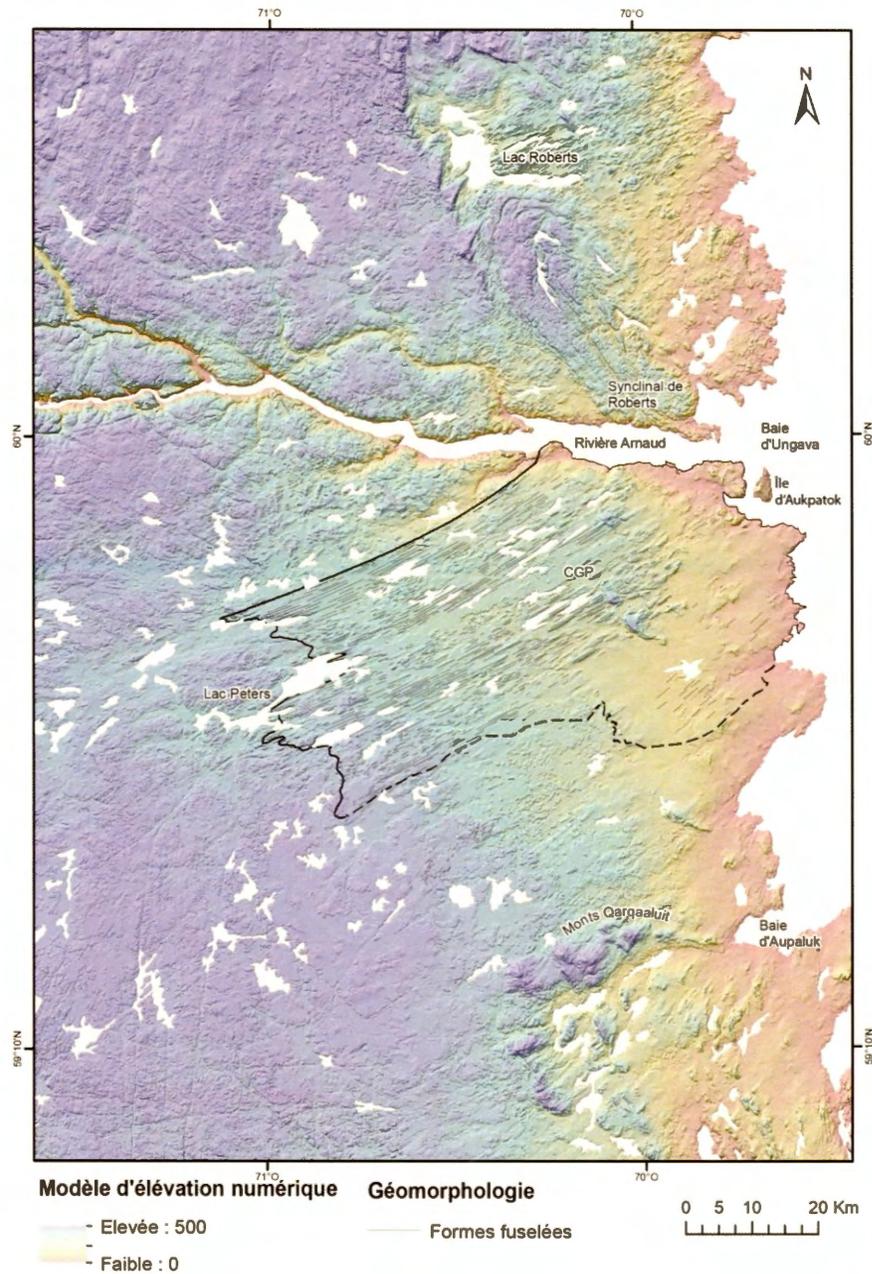


Figure 4.12 Modèle d'élévation numérique présentant les variations topographiques à l'ouest de la baie d'Ungava. Le CGP se situe dans une cuvette bordée par le Synclinal de Roberts au nord et les quelques hauts reliefs des monts Qarqaaluit à l'ouest de la baie d'Aupaluk. L'élévation diminue graduellement d'environ 250 m entre les secteurs amont (lac Peters) et aval du CGP (baie d'Ungava).

à la déstabilisation de l'ancrage à la semelle glaciaire favorisant ainsi un écoulement de forte vélocité.

4.6.3 Contrôle hydrologique

Le retrait des glaces couvrant le détroit d'Hudson jusqu'à la baie d'Hudson a été suivi par l'invasion marine (Dyke, 2004; Stokes *et al.* 2018). Le contact entre la marge glaciaire et un plan d'eau marin ou lacustre reste à ce jour un mécanisme souvent évoqué pour expliquer l'initiation de courants de glace (Stokes et Clark, 2001; Winsborrow *et al.*, 2010). En effet, la formation de banquettes à la marge glaciaire engendre initialement un effet de compression dans les écoulements glaciaire à la marge (c.f., *buttressing* ; Margold *et al.*, 2015a; 2018). Par la suite, l'amincissement graduel associé au fort vêlage contribue à déstabiliser la marge, engendrant ainsi un appel de glace pour combler ce vide (*debuttressing*) (Winsborrow *et al.*, 2010; Margold *et al.*, 2015a, 2018). La pression hydrostatique s'intensifie à proximité de ces sites de vêlage, réduisant alors la friction à la base du glacier et accentuant la vélocité de la glace (Winsborrow *et al.*, 2010).

En ce qui concerne le CGP, ce mécanisme pourrait être applicable à l'avancée de *Noble Inlet* (8,7 ka BP; Dyke, 2004) ou subséquemment, c'est-à-dire durant la phase initiale de la déglaciation de la baie d'Ungava (figure 4.10). Comme mentionné dans la section 4.3.3, la présence de deltas glaciomarins en aval des corridors fluvioglaciaires au sein du courant de glace vient conforter le fait que la marge glaciaire était en contact avec la mer lors de son retrait (figure 4.5). En effet, la fonte accrue de la marge glaciaire en contact avec les eaux marines à la jonction de la baie d'Ungava et du Détroit d'Hudson, dans le secteur de l'île d'Aukpatok, pourrait avoir accentué la vélocité de la glace (~8,0 ka BP; Dyke, 2004). De façon similaire, si l'on considère que les formes fuselées observées à proximité de l'île sont corrélatives au CGP, alors ce phénomène aurait pu s'appliquer au CGP lors de sa pleine extension.

CONCLUSION

Ce projet de maîtrise portait sur la cartographie des formations de surface et des éléments géomorphologiques du secteur du lac Roberts (feuillelet SRNC au 1:50 000 25D08) dans la région de Kangirsuk, à l'ouest de la baie d'Ungava (Nunavik). Un autre volet du projet concernait l'étude détaillée de la géomorphologie des formes de terrain associées à la présence du Courant de glace de Payne situé dans cette même région (feuillelets SNRC au 1:250 000 24M et 24N). L'approche cartographique était basée sur l'analyse d'images satellitaires de haute (type *RapidEye*) et très haute (type *Pléiades*) résolution. L'un des objectifs du projet consistait à acquérir davantage de connaissances sur la géologie glaciaire et la nature des sédiments quaternaires de cette région. La carte des dépôts de surface quaternaires réalisée dans le cadre de ces travaux indique que ce secteur est majoritairement composé de plaines de till en formation continue et discontinue, lesquelles présentent de nombreuses formes fuselées orientées vers le NE. Le patron de déglaciation est principalement constitué de longs corridors de dépôts fluvioglaciaires et eskers qui témoignent d'un retrait de la marge du NE vers le SO. Quelques formes littorales et dépôts associés, ainsi que de petits deltas glaciomarins présents aux abords du lac Roberts témoignent du bref épisode d'immersion relié à l'incursion de la Mer d'Iberville. Le roc est abondant par endroits, notamment dans le secteur centre-sud du feuillelet où les formations rocheuses de la Fosse du Labrador percent la couverture sédimentaire.

Un objectif attendant au projet de cartographie consistait en la comparaison entre les deux types d'images satellitaires utilisés et d'évaluer leur apport respectif à la cartographie et aux études de la géologie quaternaire. Les résultats permettent de

constater que les images d'ultra-haute définition de type *Pléiades* (résolution de 50 cm) n'améliorent pas la cartographie des sédiments quaternaires aux échelles utilisées dans le cadre de levés cartographiques régionaux, comme ceux du MERN qui sont généralement réalisés à des échelles au 1:50 000 ou 1:250 000. Dans ce contexte, l'utilisation des images *RapidEye* (résolution de 5 m), couplée avec l'analyse de photographies aériennes classiques (lorsque disponibles) et d'une vérification sur le terrain, permettent de bien repérer les limites respectives entre les différents types de dépôts meubles ainsi que leurs morphologies associées. Les relevés de type *Pléiades* demeurent toutefois un outil cartographique indispensable pour les travaux de détails, que ce soit pour le repérage d'affleurements rocheux ou encore le traçage de blocs erratiques.

Les travaux de cartographie du MERN dans la région de Kangirsuk ont également permis le recensement et la caractérisation morphologique du Courant de glace de Payne positionné au sud de la rivière Arnaud et s'étendant jusque sur la côte ouest de la baie d'Ungava. Plus de 630 formes fuselées pluri-kilométriques et orientées vers le NE furent cartographiées à l'intérieur de ce corridor glaciaire relativement étroit. Le fort contraste entre les zones de faible vitesse glaciaire (*felsenmeers*) jouxtant ce corridor de formes fuselées permet de bien distinguer l'extension maximale de la limite nord du CGP. La limite sud est plus diffuse et est principalement caractérisée par des zones de till bosselé et de type hummocky. De longs corridors d'eskers orientés E-O reposent en discordance sur les sédiments glaciaires et débouchent parfois dans de grands ensembles deltaïques situés à proximité des zones côtières. Ces ensembles, tout comme la présence de formes fuselées remaniées, témoignent de l'extension maximale de l'incursion des eaux postglaciaires de la Mer d'Iberville sur le continent (jusqu'à 140 m d'élévation) suite à la déglaciation de la baie d'Ungava. Ces éléments permettent de circonscrire l'âge minimal du CGP, qui correspond à l'incursion marine à $7\,360 \pm 170$ ka cal BP. En l'absence de contraintes géochronologiques directes, divers

éléments de la géologie glaciaire régionale permettent de contraindre l'âge maximal de l'activité du CGP. En effet, en corrélant les formes fuselées identifiées en périphérie de l'île Akpatok à celles définissant le CGP, formant ainsi la pleine extension de ce système à écoulement rapide, il est fort possible que la mise en place du CGP se soit faite pendant ou peu de temps après la dernière grande crue glaciaire qui a marqué la région, soit l'écoulement massif convergeant vers la baie d'Ungava associé à l'évènement de *Noble Inlet* à 8,7 ka BP. Le contexte physiographique et géologique régionale indique que le CGP s'est mis en place dans un creux topographique formée par une cuvette caractérisée par un dénivelé graduel de 250 m entre la péninsule et la baie d'Ungava. De plus, la présence de lithologies de la Fosse du Labrador favorables à la production de sédiments déformables dans le secteur aval du CGP pourrait avoir favorisé un écoulement rapide, en plus des conséquences d'un possible appel de glace provoqué par la fonte rapide de la marge glaciaire en contact avec l'eau marine lors de la déglaciation de la baie d'Ungava. Ensemble, ces trois différents facteurs pourraient avoir permis le développement du CGP.

Enfin, le recensement systématique de plus de 150 marques d'érosions glaciaires de part et d'autre de la rivière Arnaud a permis d'établir que, de façon générale, l'écoulement glaciaire dominant documenté est en accord avec l'orientation des formes fuselées. L'orientation de ce mouvement tardif varie toutefois considérablement dans la zone d'étude, passant de 50° N dans le secteur NO à 70° N dans le secteur SE. Ces variations pourraient être reliées à la présence d'obstacles topographiques locaux.

ANNEXE A

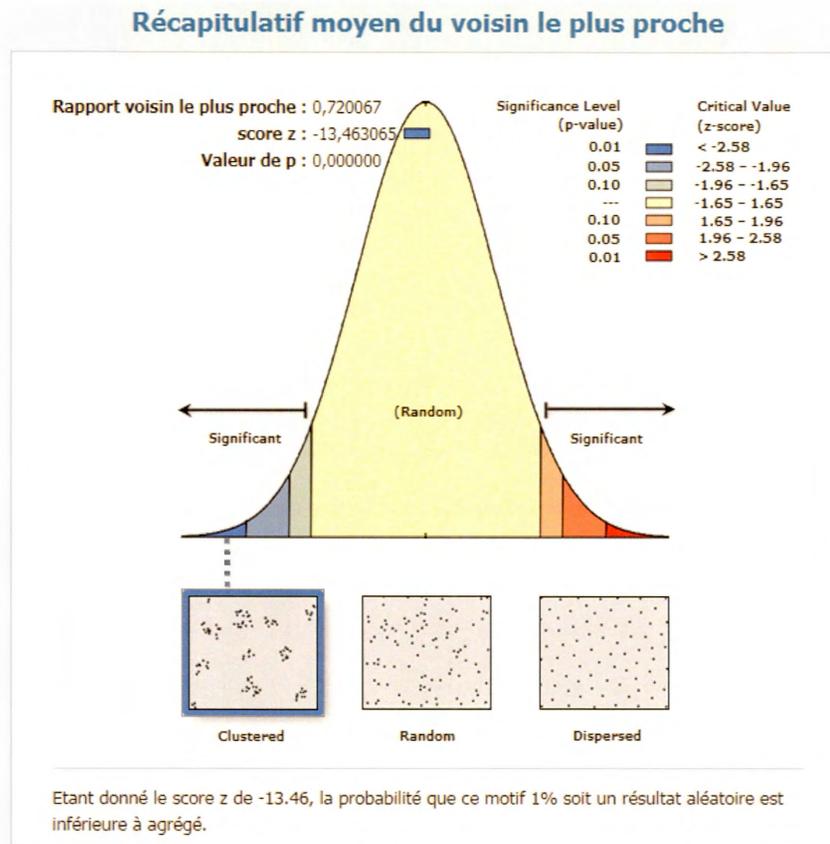
CARTE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DU SECTEUR DU LAC ROBERTS

Une carte de dépôts de surface à l'échelle 1:50 000 du feuillet SNRC 25D08 joint ce mémoire. La totalité de la cartographie du secteur du lac Roberts a été effectuée par l'auteur. La légende des formations superficielles utilisée est une version mise à jour de la légende en usage à Géologie Québec (Roy, 2014) qui inclut de nouvelles unités morpho-sédimentologiques et de nouveaux symboles géomorphologiques. Cette légende est initialement inspirée de l'ancienne légende de la Commission géologique du Canada (Parent et al., 2010, non-publié). Les principales unités sont décrites au chapitre III. La carte sera disponible ultérieurement en format vectoriel dans la base de données SIGEOM-Quaternaire du Ministère de l'Énergie et des ressources Naturelles du Québec (MERN).

ANNEXE B

UTILISATION DE L'OUTIL « VOISIN LE PLUS PROCHE »

L'outil « voisin le plus proche » fut utilisé dans ArcGIS sur les entités de drumlinoïdes et MSGL cartographiés dans le secteur du CGP. Cet outil permet de calculer un index de l'entité (*shapefile*) voisine la plus proche en fonction de la distance de chaque entité par rapport à son entité avoisinante la plus proche. Cette fonction permet d'obtenir la distance moyenne observée, « attendue », l'indice voisin le plus proche (apport de la distance moyenne observée à la distance moyenne attendue), le score z et la valeur p (ESRI, 2019). Ces deux dernières valeurs sont des mesures statistiques qui indiquent si l'hypothèse nulle peut être rejetée. Une hypothèse nulle indique que les données sont distribuées aléatoirement (ESRI, 2019).



Récapitulatif moyen du voisin le plus proche

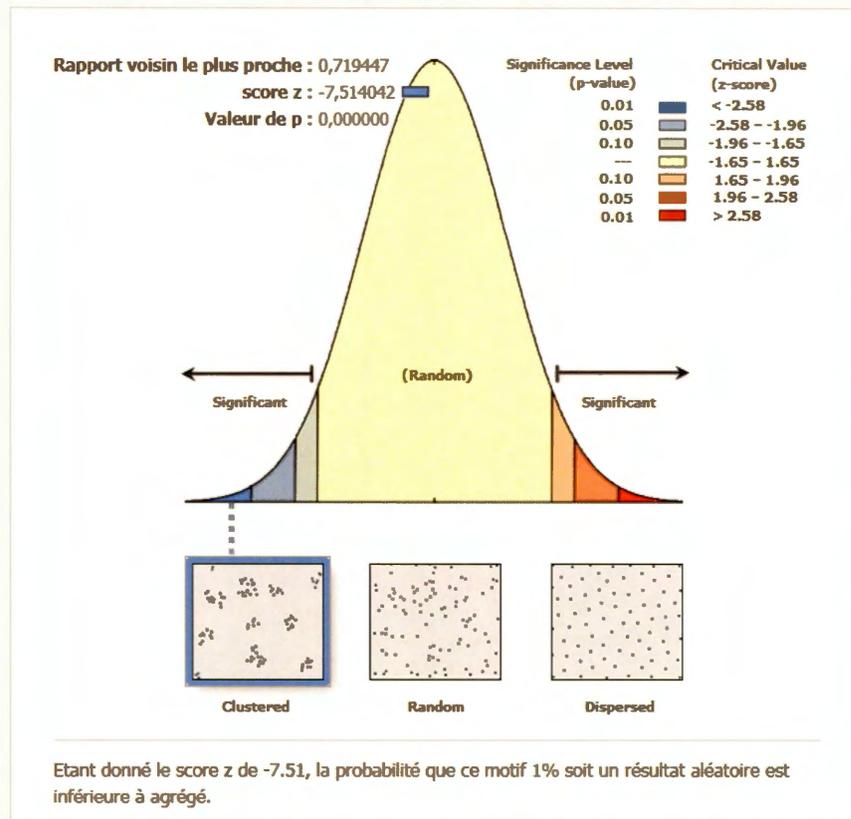
Distance moyenne observée :	846,775175
Distance moyenne attendue :	1175,967642
Rapport voisin le plus proche :	0,720067
score z :	-13,463065
Valeur de p :	0,000000

Informations sur le jeu de données

Classe d'entités en entrée:	points_drumlinoides
Méthode de calcul de distance:	EUCLIDEAN
Zone d'étude:	3495970934,569103

Figure B.1. Résultat d'analyse de l'outil « voisin le plus proche » sur les drumlinoïdes. Ces derniers ont un score Z de -13,46 et présentent donc un niveau d'agrégation et ne sont pas distribués aléatoirement sur le territoire.

Récapitulatif moyen du voisin le plus proche



Récapitulatif moyen du voisin le plus proche

Distance moyenne observée :	1132,957994
Distance moyenne attendue :	1574,761939
Rapport voisin le plus proche :	0,719447
score z :	-7,514042
Valeur de p :	0,000000

Informations sur le jeu de données

Classe d'entités en entrée:	points_msgl_2
Méthode de calcul de distance:	EUCLIDEAN
Zone d'étude:	1944222127,949639

Figure B.2. Résultat d'analyse de l'outil « voisin le plus proche » sur les drumlinoïdes. Ces derniers ont un score Z de -7,51. Comme pour les drumlinoïdes, les MSGL présentent un niveau d'agrégation et ne sont pas distribués aléatoirement sur le territoire.

BIBLIOGRAPHIE

- Andrews, J. T., MacLean, B., Kerwin, M., Manley, W., Jennings, A. E., et Hall, F. (1995). Final stages in the collapse of the Laurentide Ice Sheet, Hudson Strait, Canada, NWT: ^{14}C AMS dates, seismic stratigraphy, and magnetic susceptibility logs. *Quaternary Science Reviews*, 14(10), 983-1004.
- Andrews, J. T. et MacLean, B. (2003). Hudson Strait ice streams: A review of stratigraphy, chronology and links with North Atlantic Heinrich events. *Boreas*, 32(1), 4-17.
- Bell, R., (1885). Observations on the geology, mineralogy, zoology and botany of the Labrador Coast, Hudson Strait and Bay. *Geological and Natural History Survey of Canada*, Ottawa, Report of Progress for 1882-83-84, Part DD, 62 p.
- Bell, R. E., Blankenship, D. D., Finn, C. A., Morse, D. L., Scambos, T. A., Brozena J. M., et Hodge, S. M. (1998). Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations, *Nature*, 394, 58-62.
- Bilodeau, C. et Caron-Coté, E. (2018). Géologie de la région de la rivière Arnaud, provinces du Supérieur (Minto) et de Churchill (Fosse du Labrador), secteur de Kangirsuk, Nunavik, Québec, Canada. *Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles*, Québec, BG 2018-04, 2 plans.
- Bostock, H. (2014). Carte physiographique du Canada. *Commission géologique du Canada*, Carte série "A" 1254A, 2014, 3 plans.
- Bouchard, M. A. (1989). Subglacial landforms and deposits in central and northern Québec, Canada, with emphasis on Rogen moraines. *Sedimentary Geology*, 62(2-4), 293-308.

- Bouchard, M. A. et Marcotte, C. (1986). Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Nouveau-Québec. *Geological Survey of Canada*, Paper 86-1B, Current Research Part B, 295-304.
- Boulton, G. S., Clark, C. D. (1990). A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations. *Nature* 346(6287), 813-817.
- Card, K. D. et Ciesielski, A. (1986). Subdivision of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, 13, 5-13.
- Clark, C. D., Knight, J. K. et Gray, J. T. (2000). Geomorphological reconstruction of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 19(13), 1343-1366.
- Clark, P. U., Brook, E. J., Raisbeck, G. M., Yiou, F. et Clark, J. (2003). Cosmogenic ^{10}Be ages of the Saglek Moraines, Torngat Mountains, Labrador. *Geology*, 31(7), 617- 620.
- Clark, T. (1994). Géologie et gîtes de l' Orogène du Nouveau-Québec et de son arrière-pays. Dans : Hocq, M. (éditeur), *Publications du Québec*, MM 94-01, 47-65.
- Clark, T. et Wares, R. (2004). Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). *Géologie Québec*, MM 2004-01, 177 p.
- Daigneault, R-A. et Bouchard, M. A. (2004). Les écoulements et le transport glaciaires dans la partie septentrionale du Nunavik (Québec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(8), 919-938.
- Daigneault, R-A. (2008). Géologie du quaternaire du nord de la péninsule d'Ungava, Québec, *Commission géologique du Canada*, Bulletin 533, 116 p.
- De Angelis, H., Kleman, J. (2005). Palaeo-ice streams in the northern Keewatin sector of the Laurentide ice sheet. *Annals of Glaciology*. 42, 135-144.
- De Angelis, H. et Kleman, J. (2007). Palaeo-ice streams in the Foxe/Baffin sector of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 26 (9-10), 1313-1331.

- De Angelis, H. et Kleman, J. (2008). Palaeo-ice-stream onsets: examples from the north-eastern Laurentide Ice Sheet. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33(4), 560-572.
- Deblonde, C., Plouffe, A., Eagles, S., Everett, D., Huntley, D. H., Inglis, E., Kerr, D. E., Moore, A., Parent, M., Robertson, L., Smith, I R., St-Onge, D. A. et Weatherston, A. (2014). Science language for an integrated Geological Survey of Canada data model for surficial geology maps, version 2.0; *Geological Survey of Canada*, Open File 7631, 464 p.
- Drinnan, R. H., Prior, L. (1955). Physical characteristics of the Ungava Bay area (Quebec). *Geographical Bulletin*, Ottawa n° 7, 15 figures, 17-27.
- Drummond, R. N. (1965). The Glacial Geomorphology of the Cambrian Lake area, Labrador-Ungava. *McGill University*, PhD thesis, 222 p.
- Dubé-Loubert, H. et Roy, M. (2017). Development, evolution and drainage of glacial Lake Naskaupi during the deglaciation of north-central Quebec and Labrador. *Journal of Quaternary Science*, 32(8), 1121-1137.
- Dubé-Loubert, H., Roy, M., Schaefer, J. M. et Clark, P. U. (2018). ¹⁰Be dating of former glacial Lake Naskaupi (Québec-Labrador) and timing of its discharges during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 191, 31-40.
- Dubé-Loubert, H., Hébert, S., Roy., M. (2019). Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D [moitié sud] et 24M [moitié nord]). *Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles*, Québec, RP 2018-04, 34 p.
- Dubé-Loubert, H. (2019). Géologie des dépôts de surface de la région de la rivière Arnaud (SNRC 24M05 à 24M08, 25D06, 25D07, 34P08, 34P09, 34P16, 35A01 et 35A08), péninsule d'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles*, Québec, RP 2019-01, 35 p.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Dyke, A. S. et Morris, T. F. (1988). Drumlin fields, dispersal trains and ice stream in Arctic Canada. *Canadian Geographer*, 32(1), 86-90.

- Dyke, A. S., Morris, T. F., Green, D. et England, J. (1992). Quaternary geology of Prince of Wales Island, Arctic Canada *Geological Survey of Canada*, Mémoire 433, 129 p. 3 plans.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. et Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3), 9-31.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. Dans : Ehlers, J. et Gibbard, P. L. (éditeurs), Quaternary glaciations-Extent and chronology, Part II : North America. *Elsevier*, Amsterdam, 373-424.
- Ely, J. C., Clark, C. D., Spagnolo, M., Stokes, C. R., Greenwood, S. L., Hughes, A. L. C., Hess, D. (2016). Do subglacial bedforms comprise a size and shape continuum? *Geomorphology*, 257, 108-119.
- ESRI. (2019, décembre). Fonctionnement de l'outil Average Nearest Neighbor. Dans *Concepts du jeu d'outils Analyse de modèles*. Récupéré de <http://desktop.arcgis.com/fr/arcmap/10.3/tools/spatial-statistics-toolbox/h-how-average-nearest-neighbor-distance-spatial-st.htm>
- Fuchs, M. et Owen, L. A. (2008). Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. *Boreas*, 37(4), 636-659.
- Fulton, R. J. (1989). Le Quaternaire du Canada et du Groenland. *Commission géologique du Canada*, Géologie du Canada no. 1, 970 p, 5 plans.
- Fulton, R. J. (1995). Matériaux superficiels du Canada. *Commission géologique du Canada*, Carte série "A" 1880A, 1 plan.
- Gangloff, P., Gray, J. T. et Hillaire-Marcel, C. (1976). Reconnaissance géomorphologique sur la côte ouest de la Baie d'Ungava. *Revue géographique de Montréal*, 30, 339-348.
- Godbout, P. M., Roy, M., Veillette, J. J. et Schaefer, J. M. (2017). Cosmogenic ^{10}Be dating of raised shorelines constrains the timing of lake levels in the eastern lake agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Research*, 88(2), 265-276.

- Gosse, J. C. et Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475-1560.
- Gouvernement du Québec. (2010). Normales climatiques 1981-2010 - Climat du Québec. Récupéré de <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/climat/normales/climat-qc.htm>
- Gouvernement du Canada. (2019). Extraction de données géospatiales. Récupéré de <https://cartes.canada.ca/czs/index-fr.html>
- Gray, J. T., de Boutray, B., Hillaire-Marcel, C. et Lauriol, B. (1980). Postglacial Emergence of the West Coast of Ungava Bay, Quebec. *Arctic and Alpine Research*, 12(1), 19-30.
- Gray, J. T. et Lauriol, B. (1985). Dynamics of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula Interpreted from Geomorphological Evidence. *Arctic and Alpine Research*, 17(3), 289-310.
- Gray, J. T., Lauriol, B., Bruneau, D. et Ricard, J. (1993). Postglacial emergence of Ungava Peninsula, and its relationship to glacial history. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(1967), 1676-1696.
- Gray, J. T. (2001). Patterns of ice flow and deglaciation chronology for southern coastal margins of Hudson Strait and Ungava Bay. Dans: MacLean, B. (éditeur), Marine geology of Hudson Strait and Ungava Bay, Eastern Arctic Canada: Late Quaternary sediments, depositional environments, and late glacial-deglacial history derived from marine and terrestrial studies. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 566, 31-56.
- Groupe de travail sur la stratification écologique. (1995). Cadre écologique national pour le Canada. Ottawa : Centre de recherches sur les terres et les ressources biologiques ; Hull, Québec : Direction générale de l'état de l'environnement. Récupéré de <http://sis.agr.gc.ca/siscan/publications/manuals/1996/index.html>
- Hardy, R. (1976). Région des lacs Roberts et des Chefs. *Ministère des Richesses naturelles*, Québec, RG 171, 199 p.
- Hocq, M. (1994). La Province de Grenville. Dans Géologie du Québec. *Ministère des Ressources naturelles*, Québec, MM 94-01, 75-94.

- Hughes, O. L. (1964). Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau Map-Area. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 106, 20 p.
- Hughes, T. (1992). On the pulling power of ice streams. *Journal of Glaciology*, 38(128), 125-151.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I. et Thewalt, M. L. W. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313(5998), 105-107.
- Ives, J. D. (1960). The deglaciation of Labrador-Ungava – An outline. *Cahiers de Géographie du Québec*, 4, 323-343.
- Jansson, K. N., Kleman, J. et Marchant, D. (2002). The succession of ice-flow patterns in north-central Québec-Labrador, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 21, 503-523.
- Jansson, K. N. (2003). Early Holocene glacial lakes and ice marginal retreat pattern in Labrador/Ungava, Canada. *Palaeogeography*, 193(3-4), 473-501.
- Jennings, A. E., Manley, W. F., Maclean, B., & Andrews, J. T. (1998). Marine evidence for the last glacial advance across eastern Hudson Strait, eastern Canadian Arctic. *Journal of Quaternary Science*, 13(6), 501-514.
- King, E. C., Hindmarsh, R. C. A. et Stokes, C. R. (2009). Formation of mega-scale glacial lineations observed beneath a West Antarctic ice stream. *Nature Geoscience*, 2(8), 585-588.
- Kaufman, D.S., Miller, G.H., Stravers, J.A., Andrews, J.T., 1993. Abrupt early Holocene (9.9– 9.6 ka) ice-stream advance at the mouth of Hudson Strait, Arctic Canada. *Geology*, 21(12), 1063-1066.
- Klassen, R. A., Thompson, F. J. (1993). Glacial history, drift composition, and mineral exploration, central Labrador. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 435. 82 p.
- Kleman, J., Borgström, I., et Hättestrand, C. (1994). Evidence for a relict glacial landscape in Quebec-Labrador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 111, 217-228.

- Kleman, J., Jansson, K., De Angelis, H., Stroeven, A.P., Hättestrand, C., Alm, G., Glasser, N. (2010). North American Ice Sheet build-up during the last glacial cycle, 115–21 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 29(17–18), 2036-2051.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. et Rubel, F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263.
- Lauriol, B. (1982). Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava. *Paléo-Québec*, 15, 175 p.
- Lauriol, B. et Gray, J. T. (1983). Un lac glaciaire dans la région du lac Minto Nouveau-Québec. *Canadian Journal Earth Sciences*, 20, 1488-1492.
- Lauriol, B. et Gray, J. T. (1985). Dynamics of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula Interpreted from Geomorphological Evidence. *Arctic and Alpine Research*, 17(3), 289.
- Lauriol, B. et Gray, J. T. (1987). The Decay and Disappearance of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula, Northern Quebec, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 19(2), 109-126.
- Lauriol, B., Gray, J. T. (2009). La composition isotopique des mollusques marins et sa relation à la déglaciation de la péninsule d'Ungava. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2), 185-199.
- Maclean, B. (2001). Bedrock geology of Hudson Strait and Ungava Bay. Dans: MacLean, B. (éditeur), Marine geology of Hudson Strait and Ungava Bay, Eastern Arctic Canada: Late Quaternary sediments, depositional environments, and late glacial-deglacial history derived from marine and terrestrial studies. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 566, 65-70.
- MacLean, B., Vilks, G., Hardy, I., Deonarine, B., Jennings, A. E., et Manley, W. F., (2001). Quaternary sediments in Hudson Strait and Ungava Bay. Dans: MacLean, B. (éditeur), Marine geology of Hudson Strait and Ungava Bay, Eastern Arctic Canada: Late Quaternary sediments, depositional environments, and late glacial-deglacial history derived from marine and terrestrial studies. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 566, 71-126.

- Madore, L., Bandyayera, D., Bédard, J.-H., Brouillette, P., Sharma, K., Beaumier, M. et David, J. (1999). Géologie de la région du lac Peters. *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec*, RG 99-07, 41 p.
- Madore, L. et Larbi, Y. (2000). Géologie de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F). *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec*, RG 2000-05, 37 p.
- Manley, W. F. (1995). Late-glacial Record of Ice-sheet/ocean Interactions, Hudson Strait and Southern Baffin Island, Eastern Canadian Arctic. *University of Colorado in Boulder*, Ph.D. thesis. 266 p.
- Manley, W. F. et Miller, G. H. (2001). Glacial-geological record on southern Baffin Island reflecting late glacial ice-sheet dynamics in the eastern Hudson Strait region. Dans: MacLean, B. (éditeur), Marine geology of Hudson Strait and Ungava Bay, Eastern Arctic Canada: Late Quaternary sediments, depositional environments, and late glacial-deglacial history derived from marine and terrestrial studies. *Geological Survey of Canada, Bulletin 566*, 19-30.
- Margold, M., Stokes, C. R. et Clark, C. D. (2015a). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*, 143, 117-146.
- Margold, M., Stokes, C. R., Clark, C. D., Kleman, J., (2015b). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: a new mapping inventory. *Journal of Maps*, 11, 380-395.
- Margold, M., Stokes, C. R. et Clark, C. D. (2018). Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 189, 1-30.
- Matthews, B. (1967). Late Quaternary land emergence in northern Ungava. *Arctic*, 10, 176-202.
- McClenaghan, M. B. (2011). Overview of common processing methods for recovery of indicator minerals from sediment and bedrock in mineral exploration. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 11(4), 265-278.
- McClenaghan, M. B., et Paulen, R. C. (2018). Application of till mineralogy and geochemistry to mineral exploration, Past Glacial Environment. Dans: Menzies,

- J. et van der Meer, J. (éditeurs), Past Glacial Environments, 2nd edition, *Elsevier*, 689-751.
- McMartin, I. et McClenaghan, M. B. (2001). Till geochemistry and sampling techniques in glaciated shield terrain: a review. Dans: Drift Exploration in Glaciated Terrain, McClenaghan, M. B., Bobrowsky, P. T., Hall, G. E. M. et Cook, S. J. (éditeurs), *Geological Society*, London, Special Publications No. 185, 19-43.
- Miller, G. H. and Kaufman, D. S. (1990). Rapid fluctuations of the Laurentide Ice Sheet at the mouth of Hudson Strait—New evidence for ocean/ice-sheet interaction as a control on the Younger Dryas: *Paleoceanography*, 5, 907-919.
- Miller, G. H., Hearty, P. J., Stravers, J. A., (1988). Ice-sheet dynamics and glacial history of southeasternmost Baffin Island and outermost Hudson Strait. *Quaternary Research*, 30(2), 116-136.
- Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles. (2013). La précision des images. Récupéré de <https://mern.gouv.qc.ca/territoire/geomatique/geomatique-teledetection-precision.jsp>.
- O'Cofaigh, C., Pudsey, C. J., Dowdeswell, J. A. et Morris, P. (2002). Evolution of subglacial bedforms along a paleo-ice stream, Antarctic Peninsula continental shelf. *Geophysical Research Letters*, 29(8).
- O'Cofaigh, C., Stokes, C. R., Lian, O. B., Clark, C. D. et Tulaczyk, S. (2013). Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: 2. Sedimentology and stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 77, 210-227.
- Parent M., Paradis, S. J. et Boivin, R. (2010). Formations superficielles : légende et notes descriptives- 1/50 000 à 1/125 000. Version 11, non publié.
- Patterson, C. J. (1997). Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams: Des Moines Lobe in Minnesota, USA. *Sedimentary Geology*, 111(1-4), 249-261.
- Patterson, C. J. (1998). Laurentide glacial landscapes: the role of ice streams. *Geology*, 26(7), 643-646.

- Percival, J. A., Mortensen, J. K., Stern, R. A. et Card, K. D. (1992). Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 2887-2308.
- Percival, J. A., Skulski, T., & Nadeau, L. (1997). Granite-greenstone terranes for the northern Minto block, northeastern Quebec: Pelican-Nantais, Faribault-Leridon, and Duquet belts. *Geological Survey of Canada, Current Research 1997-C*, 211-221.
- Popiela, B. (2016). Traitement, analyse et interprétation d'imagerie satellitaire, secteur de Kangirsuk, Nunavik, Québec, Canada. Japosat satellite mapping. 22 pages. Non publié.
- Prest, V. K., Grant, D. R. et Rampton, V. N. (1968). Glacial map of Canada. *Geological Survey of Canada, Map 1253A*, échelle 1:5 000 000, 1 plan
- Rose, J., (1989). Glacier stress patterns and sediment transfer associated with the formation of superimposed flutes. *Sedimentary Geology*, 62, 151-176.
- Ross, M., Campbell, J. E., Parent, M. et Adams, R. S. (2009). Palaeo-ice streams and the subglacial landscape mosaic of the North American mid-continental prairies. *Boreas*, 38(3), 421-439.
- Ross, M., Lajeunesse, P. et Kosar, K, G. A. (2011). The subglacial record of northern Hudson Bay: Insights into the Hudson Strait Ice Stream catchment. *Boreas*, 40(1), 73-91.
- Roy, G. (2014). Symboles et abréviations de la carte géoscientifique. *Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec*, DV 2014-06, 87 p.
- Rubel, F., Brugger, K., Haslinger, K. et Auer, I. (2017). The climate of the European Alps: Shift of very high resolution Köppen-Geiger climate zones 1800-2100. *Meteorologische Zeitschrift*, 26(2), 115-125.
- Sarrazin, D. et Allard, M. (2018). Données des stations climatiques de la région de Kangirsuk au Nunavik, Québec, Canada, v. 1.4 (2005-2017). Nordicana D15.

- Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L., Todd, B. J., Bell, T., Liverman, D. G. E. (2006). A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 25(17-18), 2059-2081.
- Shilts, W. W. (1980). Flow patterns in the Central North American ice sheet. *Nature*, 286(5770), 213-218.
- Simard, M., Labbé, J.-Y., Maurice, C., Lacoste, P., Leclerc, A. et Boily, M. (2008). Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur. *Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec*, MM 2008-02, 96 p.
- Stokes, C. R., Sheffield, S. et Clark, C. D. (1999). Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams. *Annals of Glaciology*, 28(4), 67-74.
- Stokes, C. R. et Clark, C. D. (2001). Paleo-ice stream. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1437-1457.
- Stokes, C. R. (2002). Identification and mapping of palaeo-ice stream geomorphology from satellite imagery: Implications for ice stream functioning and ice sheet dynamics. *International Journal of Remote Sensing*, 23(8), 1557-1563.
- Stokes, C. R. et Clark, C. D. (2002). Are long subglacial bedforms indicative of fast ice flow? *Boreas*, 31(3), 239-249.
- Stokes, C. R. et Clark, C. D. (2003). Canadian Shield : A conflict with Laurentide ice streaming on the soft-bedded ice stream paradigm? *Geology*, 31(4), 347-350.
- Stokes, C. R., Clark, C. D., Lian, O. B. et Tulaczyk, S. (2006). Geomorphological map of ribbed moraines on the Dubawnt Lake Palaeo-Ice Stream bed: A signature of ice stream shut-down? *Journal of Maps*, 2(1), 1-9.
- Stokes, C. R., Clark, C. D., Lian, O. B. et Tulaczyk, S. (2007). Ice stream sticky spots: A review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*, 81(3-4), 217-249.
- Stokes, C. R., Spagnolo, M., Clark, C. D., O’Cofaigh, C., Lian, O. B. et Dunstone, R. B. (2013). Formation of mega-scale glacial lineations on the Dubawnt Lake Ice Stream bed: 1. size, shape and spacing from a large remote sensing dataset. *Quaternary Science Reviews*, 77, 190-209.

- Stokes, C. R., Margold, M., Clark, C. D. et Tarasov, L. (2016a). Ice stream activity scaled to ice sheet volume during Laurentide Ice Sheet deglaciation. *Nature*, 530(7590), 322-326.
- Stokes, C. R., Margold, M. et Creyts, T. T. (2016b). Ribbed bedforms on palaeo-ice stream beds resemble regular patterns of basal shear stress ('traction ribs') inferred from modern ice streams. *Journal of Glaciology*, 62(234), 696-713.
- Stokes, S. (1999). Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, 29(1-2), 153-171.
- Storrar, R. D., Stokes, C. R., et Evans, D. J. A., (2013). A Map of Large Canadian Eskers from Landsat Satellite Imagery. *Journal of Maps*, 9(3), 456-73.
- Storrar, R. D., Stokes, C. R., et Evans, D. J. A., (2014). « Increased Channelization of Subglacial Drainage during Deglaciation of the Laurentide Ice Sheet ». *Geology*, 42(3), 239-42.
- Stravers, J. A., Miller, G. H., Kaufman, D. S. (1992). Late glacial ice margins and deglacial chronology for southeastern Baffin Island and Hudson Strait, eastern Canadian Arctic. *Canadian Journals of Earth and Sciences*. 29(5), 1000-1017.
- Ullman, D. J., Carlson, A. E., Hostetler, S. W., Clark, P. U., Cuzzone, J., Milne, G. A., Winsor, K., et Caffee, M. (2016). Final Laurentide Ice-Sheet Deglaciation and Holocene Climate-Sea Level Change. *Quaternary Science Reviews* 152, 49-59.
- Veillette, J. J., Dyke, A. S. et Roy, M. (1999). Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: A review, with new evidence from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews*, 18(8-9), 993-1019.
- Blake, W. Jr., (1967). Postglacial marine submergence at Lac Ford, northern Ungava, Quebec. *Geological Survey of Canada*, Paper 76-1C, Report of Activities, Part C, p. 31.
- Winsborrow, M. C. M., Clark, C. D. et Stokes, C. R. (2010). What controls the location of ice streams? *Earth Science Reviews*, 103(1-2), 45-59.
- Winsborrow, M. C. M., Clark, C. D. et Stokes, C. R. (2012). Ice Streams of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2-3), 269.